



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5309960184

T
1.006

**PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LOS
GRANITOIDES DEL SECTOR ORIENTAL DE GREDOS
(SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)**

VICTOR MANUEL HERREROS VILLANUEVA

R. 10.598



FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

J-5

**DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

MADRID, 1998

1er APELLIDO

Visto por L.C.

2º. APELLIDO

NOMBRE

Visto por Palomés

DNI

| | | | | | | |

CENTRO

Visto por Elena

FECHA

/ /

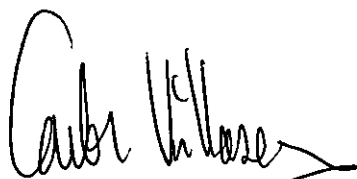
EJERCICIO DE

Nº

PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LOS GRANITOIDES DEL SECTOR ORIENTAL DE GREDOS (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

Memoria elaborada por Víctor Manuel Herreros Villanueva para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas y dirigida por los doctores Carlos Villaseca González (Universidad Complutense de Madrid), Félix Bellido Mulas (Instituto Tecnológico Geominero de España) y José Luis Brändle Matesanz (Consejo Superior de Investigaciones Científicas).

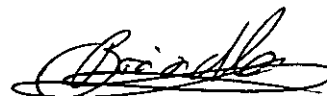
Visto Bueno
Los Directores de la Tesis



Carlos Villaseca
González



Félix Bellido Mulas



José Luis Brändle
Matesanz

A Marián, mi amor

AGRADECIMIENTOS

En un principio fue la Madre Naturaleza. A ella le debemos todo y yo, humildemente, tengo que agradecerle el haberme permitido indagar en parte en sus secretos y pasar tantos momentos en su única compañía.

Han sido muchas las personas que se han cruzado, o por lo menos han influido, en el camino plagado de sucesos que ha supuesto la elaboración del presente trabajo. Cualquier intento de reconocer sus aportaciones dejará inevitablemente en el olvido a alguien, pero quiero que sepan que mi corazón les tiene presentes, y que en las siguientes palabras también están incluidos. Tampoco deseo establecer el rango de importancias al uso en este tipo de dedicatorias, por lo que la relación reflejada a continuación debe entenderse como un orden cronológico. Espero así que todos se sientan partícipes por igual.

Gracias a todos aquéllos con los que empecé en este mundo de la Geología, compañeros de varios años de estudios, y entre ellos especialmente a mi amor, Marián Barajas López. Ella ha sido la única persona que ha compartido plenamente todo lo que ha supuesto la realización de esta tesis doctoral, con mucha más intensidad que cualquier otro, incluso yo mismo. En este mismo epígrafe debo hacer mención de una serie de personas por la amistad que me han ofrecido todos estos años además de diversos motivos. A Michel, Miguel Lozares Sánchez, por los momentos compartidos cuando la investigación de campo en las Béticas era todo un descubrimiento. A Julio López Gutiérrez, cuya senda profesional se inició a mi lado por las veredas de la provincia de Avila. A Chema, José María López García, por acordarse de mí (aún cuando hubiera un sorteo de por medio) y brindarme la oportunidad de empezar a trabajar en este mundo de los granitos. También a Ramón Montes Gil, compañero desde los tiempos de los Alpes, Gloria López Blanco y Marisol Jiménez ("la chica de Piedrahita"), siempre pendientes de lo acaecido durante esta tesis.

Gracias a Marina Navidad Fernández de la Cruz y a Mercedes Muñoz García (Departamento de Petrología y Geoquímica, U.C.M.), por iniciarme en las artes de la investigación metamórfica y darme el primer punto de apoyo con el que empezar a mover el mundo. A Rosario Lunar Hernández (Departamento de Cristalografía y Mineralogía, U.C.M.), por el apoyo prestado en los primeros tiempos y por su facilidad en adaptarse a mi cambio de rumbo.

Gracias a Vicente Gabaldón López y Félix Bellido Mulas (Instituto Tecnológico Geominero de España), por su confianza en mí cuando todo estaba por demostrar, plasmada (materialmente) en un contrato de tres meses y una beca de formación del I.T.G.E.. A Félix también por la formación que de él recibí y continuó recibiendo en todos los aspectos, sobre todo en el tema granítico. Sea extensivo este reconocimiento a todos los compañeros del Area de Geología General del I.T.G.E. (Victorio Monteserín, Angel Martín Serrano, Cecilio Quesada, Roberto Rodríguez, Antonio Barnolas, Lucas Cueto, Alejandro Robador, Jorge Fernández Gianotti, ...) y de otras dependencias del mencionado organismo (Jesús Reyes en el Centro de Laboratorios y Ensayos de Tres Cantos, Asunción Rianza en el Area de Teledetección), por la ayuda en diversos momentos.

A José Luis Brändle Matesanz (Instituto de Geología Económica, C.S.I.C. - Departamento de Petrología y Geoquímica, U.C.M.), por incitarme con el gusanillo de la Petrología Numérica y por su permanente sentido común y visión crítica constructiva del mundo que nos rodea.

A la gente del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (L. Guillermo Corretgé, Andrés Cuesta, Ofelia Suárez), a otros que estuvieron allí (Javier Fernández Suárez, Javier Fernández Catuxo) y al personal del Laboratorio de Geología y Geoquímica de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo, por su exquisita amabilidad durante los días de microsonda.

Gracias a Carlos Villaseca González y a Eumenio Ancochea Soto (Departamento de Petrología y Geoquímica, U.C.M.), por permitirme iniciar el disfrute de una beca del Ministerio de Educación y Ciencia en el mencionado departamento, que contribuyó a que el presente proyecto de investigación se materializase. A Carlos también por los momentos compartidos, las discusiones y la tutela que ejerció sobre mí todos estos años. Siéntanse incluidos aquí el resto de miembros (y no miembros) del Departamento de Petrología y Geoquímica, U.C.M., con los que he convivido últimamente y con los que he intercambiado impresiones y depresiones: José González del Tánago y Francisco Anguita (la serenidad encarnada en personas), Alvaro Márquez y Eugenio Guerrero (el punto de vista compartido), César Casquet y Ricardo Arenas (buenos consejos), José Arribas, Amparo Tortosa y Carlos Rossi (hay otros mundos, pero están en éste), Manuel Bustillo y Angel La Iglesia (la sinceridad es la mejor arma), Carmen Galindo (amabilidad y confianza), José María Caballero (por las múltiples conversaciones mutuamente enriquecedoras), Edgardo Baldo y Luis Carlos Mantilla (el sector americano con su simpatía innata), Ana Alonso, Pilar Andonaegui, M^a Eugenia Arribas, José Pedro Calvo, José Andrés de la Peña, Javier Escuder, Soledad Fernández Santín, Rafael Fort, Isabel Franco, Abdullahi Hassan, Alfredo Hernández-Pacheco, Gloria Hoyos, María José Huertas, Miguel Juanco, Amnad Larbi, Conchita López Azcona, Pedro Lozano, Rafaela Marfil, Beatriz Martín, Víctor Martín, Francisco Mingarro, María José Pellicer, Juanita Sagredo, Mustapha Slimani, Carmen Valdehita, Cayo, las dos Cristinas, Chema, Jacobo, Joaquín, Juani, Paz, Pedro, Rafa y Ruth.

Gracias al resto de personas con las que me he encontrado día a día por los pasillos de la Facultad de Ciencias Geológicas, y que han contribuido a hacer todo un poco más llevadero: Ana (Biblioteca General), Miguel Angel Sanz (Aula de Informática, amigo desde los tiempos del I.T.G.E.), Fernando Fonollá (Departamento de Paleontología), Marián Fregenal, Rocío Giménez, Javier Martín Chivelet y Maribel Sevillano (Departamento de Estratigrafía), Javier de Pedraza (sentido común sin tapujos ante todo), Rosa Carrasco (también experimentó el principio de década como becaria del I.T.G.E.), José F. Martín Duque (que siempre será Pepe "el segoviano" desde que comenzamos la carrera) y Fermín Villarroya (Departamento de Geodinámica), José Angel López y Manuel Mora (Departamento de Cristalografía y Mineralogía).

Y por último, pero (como suele decirse) no por ello los últimos, muchas gracias a todos aquéllos con los que he compartido etapas de mi vida, tanto a nivel personal como profesional. En la primera de las facetas, qué decir de mis padres, Manuel Herreros Arenales y Justa Villanueva Rodríguez, siempre apoyando la decisión por mí tomada (y muchas otras) de seguir el camino de la investigación, y de mi hermana, Lourdes Herreros Villanueva, que parece estar tan loca como yo en este sentido pero en el campo de las Ciencias Químicas (ánimo con la tesis y con todo lo demás...). Gracias a mis cuñados, Inés Barajas López y Francisco Alvarez Dolader (y a sus hijos), y a mi amiga Luisa Castro, por las constantes palabras de apoyo en los malos momentos (y en los buenos también). En el aspecto profesional, no puedo olvidarme de las personas con las que he coincidido en diversos momentos (congresos, reuniones, etc.) y a las que me une una sincera amistad. Ente ellos, quiero destacar a Antonio Castro, Jesús de la Rosa, Iñaki Moreno-Ventas, Teodosio Donaire y Emilio Pascual (la buena gente del Departamento de Geología de la Universidad de Huelva), John Cobbing (del British Geological Survey en Nottingham, Reino Unido; el auténtico *gentleman* de mirada serena, en parte británico y en parte hispano), Graeme Rogers (del S.U.R.R.C, East Kilbride, Glasgow, Reino Unido; por su cordialidad, apoyo científico y preocupación por mi persona), Norman J. Snelling (un buen profesional del que aprendí dos cosas: los “trucos” de la geoquímica isotópica y el saber tratar con las adversidades del destino), Miguel López Plaza (del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca; da gusto tratar con personas como ésta), Luis Barbero (Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz; por su ofrecimiento en diversos momentos), Marceliano Lago (Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Zaragoza; porque sólo con mirarte te invita a reflexionar), Pere Enrique (Facultad de Geología, Universidad de Barcelona; por su manera diferente de ver las cosas), Patxi Larrea (del Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco; noble en el sentido más amplio de la palabra), Alberto Patiño-Douce (del Department of Geology, University of Georgia) y Bernard Bonin (del Département des Sciences de la Terre, Université Paris-Sud, Francia) (a ambos por el intercambio de ideas).

No podía faltar, por supuesto, el Tereso, de Navalacruz (Avila), con el que estuve recogiendo ovejas una tarde en la que desinteresadamente me invitó a compartir la merienda de su morral, la hospitalidad de su casa y el sabor del vino por él elaborado. Y, cómo no, mis amigas las vacas abulenses, con las que he llegado a hablar en más de una ocasión y que siempre me han tratado bien, ofreciéndome su compañía, y las tormentas de la Sierra de la Paramera, que también me han tratado en más de una ocasión durante las jornadas de campo, aunque no tan bien como las vacas...

Gracias a todos los incluidos en esta lista, y a los no incluidos, gracias y perdón por la debilidad de mi memoria.

INDICE

INDICE

OBJETIVOS	1
METODOLOGIA	2
1. INTRODUCCION	5
1.1 SITUACION GEOGRAFICA	5
1.2 ENCUADRE GEOLOGICO Y GENERALIDADES	5
1.3 ANTECEDENTES	8
1.3.1 Geomorfología	8
1.3.2 Estratigrafía	10
1.3.2.1 Materiales prehercínicos	10
1.3.2.2 Materiales posthercínicos	12
1.3.3 Tectónica	13
1.3.3.1 Tectónica prehercínica y hercínica	13
1.3.3.2 Tectónica tardi- y posthercínica.....	15

1.3.4	<i>Metamorfismo</i>	16
1.3.5	<i>Plutonismo</i>	17
1.3.5.1	Sector de la Sierra de Guadarrama	19
1.3.5.2	Sector de la Sierra de Gredos	19
2. INTRODUCCION AL COMPLEJO PLUTONICO DE GREDOS ORIENTAL ..		23
3. CARACTERISTICAS LITOLOGICAS		27
3.1	COMPLEJO PLUTONICO REGIONAL (CPR)	27
3.1.1	<i>Afloramiento plutónico de Barajas (monzogranito biotítico porfídico de grano medio con cordierita; BAR)</i>	27
3.1.1.1	Aspectos macroscópicos	28
3.1.1.2	Aspectos microscópicos.....	30
3.1.2	<i>Plutón de Navacepedilla (monzogranito biotítico porfídico de grano grueso; NAVC)</i>	33
3.1.2.1	Aspectos macroscópicos	34
3.1.2.2	Aspectos microscópicos.....	38
3.1.3	<i>Complejo plutónico de Navalosa (monzogranito biotítico con megacristales / porfídico; NAVM / NAVP)</i>	40
3.1.3.1	Aspectos macroscópicos	41
3.1.3.2	Aspectos microscópicos.....	46
3.1.4	<i>Plutón de Navadijos (monzogranito biotítico porfídico de grano grueso; NAVD)</i>	49

3.1.4.1 Aspectos macroscópicos	50
3.1.4.2 Aspectos microscópicos	53
3.2 CONJUNTO DE PLUTONES ACIDOS CIRCUNSCRITOS (CPAC)	56
3.2.1 <i>Plutón de Venero Claro (granito moscovítico-biotítico con cordierita porfídico; VC)</i>	57
3.2.1.1 Aspectos macroscópicos	57
3.2.1.2 Aspectos microscópicos	59
3.2.2 <i>Plutón de Garganta del Villar-La Serrota (granito biotítico-moscovítico con cordierita de grano medio a medio-grueso; GAR)</i>	62
3.2.2.1 Aspectos macroscópicos	63
3.2.2.2 Aspectos microscópicos	64
3.2.3 <i>Plutón de San Juan de la Nava-El Barraco (granito biotítico con moscovita; SJ)</i>	66
3.2.3.1 Aspectos macroscópicos	67
3.2.3.2 Aspectos microscópicos	68
3.2.4 <i>Stocks de Majadillas (monzogranito biotítico microporfídico con megacristales; MAJ)</i>	69
3.2.4.1 Aspectos macroscópicos	70
3.2.4.2 Aspectos microscópicos	70
3.2.5 <i>Plutón de Los Boquerones (leucogranito biotítico-moscovítico con cordierita de grano medio a fino; BOQ)</i>	72
3.2.5.1 Aspectos macroscópicos	73

3.2.5.2	Aspectos microscópicos	74
3.2.6	<i>Conjunto granítico de Cuervo (granito biotítico-moscovítico con cordierita de grano medio a fino)</i>	<i>75</i>
3.2.6.1	Aspectos macroscópicos	75
3.2.6.2	Aspectos microscópicos	76
3.2.7	<i>Conjunto granítico de El Salobral (leucogranito microporfídico biotítico-moscovítico con cordierita; SLBR)</i>	<i>78</i>
3.2.7.1	Aspectos macroscópicos	78
3.2.7.2	Aspectos microscópicos	79
3.2.8	<i>Afloramiento de San Martín de la Vega del Alberche (leucogranito moscovítico-biotítico de grano medio; SMVA)</i>	<i>80</i>
3.2.8.1	Aspectos macroscópicos	81
3.2.8.2	Aspectos microscópicos	81
3.3	FOTOGRAFÍAS DE CAMPO Y MICROSCOPIO	83
4	GEOCRONOLOGIA RB-SR	111
5	GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	119
5.1	INTRODUCCION	119
5.2	ESTUDIO DE LA VARIACION GEOQUÍMICA ELEMENTAL	119
5.2.1	<i>Introducción</i>	<i>119</i>
5.2.2	<i>Caracterización geoquímica general.....</i>	<i>120</i>

5.2.2.1	Complejo plutónico regional	120
5.2.2.2	Conjunto de plutones ácidos circunscritos	129
6.	QUIMICA MINERAL	137
6.1	INTRODUCCION	137
6.2	BIOTITA	137
6.2.1	<i>Introducción</i>	137
6.2.2	<i>Consideraciones cristalógicas</i>	138
6.2.3	<i>Alteración de las muestras analizadas</i>	140
6.2.4	<i>Clasificación</i>	140
6.2.4.1	Diagrama AlIV vs. Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg) para 22 oxígenos (Deer <i>et al.</i> , 1992).....	142
6.2.4.2	Diagrama Mg - Fe ²⁺ +Mn - AlVI +Ti+Fe ³⁺ (Foster, 1960).....	142
6.2.4.3	Diagrama S-A-FM (Dymek, 1983).....	145
6.2.4.4	Diagrama MgO - Al ₂ O ₃ - FeO (Rossi & Chevremont, 1987).....	147
6.2.4.5	Diagrama Mg vs. Al (Nachit <i>et al.</i> , 1985).....	148
6.2.5	<i>Estudio multivariante</i>	149
6.2.6	<i>Evolución</i>	150
6.2.7	<i>Mecanismos sustitucionales</i>	153
6.3	MOSCOVITA	155
6.3.1	<i>Introducción</i>	155
6.3.2	<i>Consideraciones cristalógicas</i>	157
6.3.3	<i>Caracterización y sustituciones</i>	158

6.4	FELDESPATOS	162
6.4.1	<i>Feldespatos alcalinos</i>	162
6.4.1.1	Introducción	162
6.4.1.2	Caracterización y sustituciones	163
6.4.2	<i>Plagioclasas</i>	165
6.4.2.1	Introducción	165
6.4.2.2	Caracterización	165
6.4.2.3	Zonados	168
6.5	MINERALES OPACOS	171
6.5.1	<i>Introducción</i>	171
6.5.2	<i>Caracterización</i>	172
6.6	ESTIMACIONES TERMOBAROMETRICAS	173
6.6.1	<i>Biotitas. Condiciones de T y fugacidades de O_2, H_2O y H_2</i>	173
6.6.2	<i>Moscovitas. Temperatura y presión</i>	174
6.6.3	<i>Geotermometría relacionada con las fases minerales feldespáticas</i>	185
6.6.3.1	Geotermometría sobre el par feldespato alcalino-plagioclasa	185
6.6.3.2	Geotermometría sobre el par plagioclasa-moscovita	187
6.6.4	<i>Aportación de los estudios experimentales</i>	188

7. PETROGENESIS DEL CONJUNTO GRANITICO DE GREDOS ORIENTAL	191
7.1 INTRODUCCION	191
7.2 ANALISIS MULTIVARIANTE	191
7.2.1 <i>Introducción</i>	191
7.2.2 <i>Coeficientes de correlación lineal interelementales</i>	192
7.2.3 <i>Funciones discriminantes para los diversos grupos plutónicos</i>	194
7.2.4 <i>Análisis de componentes principales</i>	196
7.3 ASPECTOS PETROGENETICOS DE LA GEOQUIMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS	199
7.3.1 <i>Espectros multielementales de elementos traza</i>	199
7.3.2 <i>Comportamiento de las tierras raras (R.E.E.)</i>	205
7.4 IDENTIFICACION DE LOS PROCESOS PETROGENETICOS	211
7.4.1 <i>Consideraciones iniciales. Aportación de la geoquímica isotópica de Sr</i>	211
7.4.2 <i>Contribución del estudio de la variación elemental</i>	214
7.4.3 <i>Determinación de los mecanismos de evolución en los granitoides de Gredos oriental</i>	215
7.4.3.1 <i>Aproximación al modelo evolutivo</i>	216
7.4.3.2 <i>Cuantificación de los modelos petrogenéticos</i>	223
7.4.3.3 <i>Crítica a los modelos de cristalización fraccionada</i>	238
7.4.3.4 <i>Conclusiones sobre las causas de la variabilidad composicional de los granitoides de Gredos oriental</i>	239
7.4.3.5 <i>Estudio de áreas fuente del conjunto granítico de Gredos oriental</i>	241

7.5 TIPOS DE PLUTONISMO EN EL SECTOR GRANITICO DE GREDOS ORIENTAL	244
8. CONCLUSIONES.....	247
9. BIBLIOGRAFIA.....	251
10. APENDICES	271
10.1 DATOS ANALITICOS DE GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL	271
10.1.1 <i>Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.)</i>	271
10.1.2 <i>Contenido en tierras raras (p.p.m.)</i>	283
10.1.3 <i>Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %)</i>	287
10.1.4 <i>Coordenadas U.T.M. de muestras analizadas</i>	293
10.2 DATOS ANALITICOS DE QUIMICA MINERAL	295
10.2.1 <i>Composición química y fórmula estructural de biotitas</i>	295
10.2.2 <i>Composición química y fórmula estructural de moscovitas</i>	315
10.2.3 <i>Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos..</i>	327
10.2.4 <i>Composición química y fórmula estructural de plagioclasas</i>	341
10.2.5 <i>Composición química y fórmula estructural de minerales opacos</i>	375
10.3 MAPAS	385

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

OBJETIVOS

En el momento de plantearse el presente proyecto de tesis doctoral, el conocimiento de la petrología granítica existente sobre el sector de enlace entre las sierras de Guadarrama y Gredos se limitaba fundamentalmente a una serie de estudios generales llevados a cabo principalmente por Bea y sus colaboradores (Bea, 1982 y 1985; Bea & Moreno-Ventas, 1985 a y b).

Estudios anteriores y más detallados habían sido realizados por diversos autores en áreas cercanas (tesis doctorales de Moreno-Ventas (1991) y Pereira (1992) en las zonas del núcleo de Gredos y Piedrahita respectivamente, y de Casillas (1989) en el sector de Hoyo de Pinares - Navas del Marqués en Guadarrama occidental), pero dejando siempre de lado el ámbito regional abarcado en el presente trabajo. Incluso el plan MAGNA a escala 1:50000, dirigido por el Instituto Tecnológico Geominero de España, había cartografiado áreas adyacentes pero no las de este sector de Gredos.

Durante el desarrollo del proyecto MAGNA-Gredos, el autor tomó parte en la cartografía y estudios geológicos de un sector del mismo y comenzó a recopilar una serie de datos, y a elaborar otros propios, durante su estancia como becario en el I.T.G.E., que le permitieron poseer un grupo suficiente de observaciones como para caracterizar el sector granítico del complejo de Gredos oriental.

Con ello se cubrió uno de las cuestiones inicialmente suscitadas, la de ampliar el conjunto de datos geológicos de todo tipo (cartográficos, petrológicos, geoquímicos) del Sistema Central Español. Tras esta etapa, y teniendo en cuenta el escaso conocimiento detallado de la petrología plutónica del sector en particular, se inició un estudio sistemático que incluyera la serie de objetivos enumerados a continuación.

El primer aspecto consistió en la delimitación y caracterización de las unidades plutónicas de la zona a una escala más detallada que la utilizada en los trabajos regionales existentes hasta el momento. A continuación se realizó un detallado estudio petrológico, mineralógico y geoquímico de los granitoides del sector. Se analizaron los procesos petrogenéticos que condicionaron su formación y se procedió a la elaboración de una serie de modelos que pudiesen explicar la variabilidad geológica de los granitoides de Gredos oriental, encuadrando la petrogénesis del magmatismo hercínico de este sector cortical en relación con los esquemas de evolución propuestos por otros autores en el entorno regional.

El resultado de todo ello es la actual memoria presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Con ella se pretende, además de lograr los objetivos mencionados, el que sirva de utilidad para futuros estudios en la área, representando la base regional sobre la que se apoyen trabajos específicos en este extenso sector del Sistema Central Español.

METODOLOGIA

La primera fase de este trabajo consistió en la elaboración de la cartografía geológica a escala 1:50000 del área. Se realizó, siendo el autor becario del I.T.G.E., y en el marco del proyecto del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 «Gredos», que abarcaba las hojas topográficas números 553 (Béjar), 554 (Piedrahita), 555 (Navatagordo), 556 (Navaluenga) y 579 (Sotillo de la Adrada). Durante ese período, además de realizar la cartografía y toma de datos estructurales y litológicos, se llevó a cabo la recogida de muestras para la confección de láminas delgadas en el Centro de Laboratorios y Ensayos del Instituto Tecnológico Geominero de España en Tres Cantos (Madrid), y parcialmente en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

De entre el total de láminas realizadas, se seleccionaron las muestras correspondientes a las más adecuadas, por sus condiciones de estabilidad de la paragénesis ígnea primaria, para la realización de análisis puntuales mediante microsonda electrónica y para análisis químicos de roca total.

La analítica mineral se realizó en la microsonda electrónica del Laboratorio de Geología y Geoquímica de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo, en Noviembre de 1993 y Marzo de 1994. El equipo utilizado fue una microsonda CAMECA, modelo CAMEBAX SX50, con las condiciones de trabajo empleadas habitualmente en dicho centro (15 nA de corriente de imagen, 15 KV de energía de activación, 10 segundos como tiempo de integración, 3-5 μm de diámetro de haz y patrones estándar suministrados por el B.R.G.M.). Los resultados fueron recalculados por el programa de corrección ZAF, integrado en la propia microsonda electrónica. Del total de muestras analizadas (39) se obtuvieron 134 análisis de biotita, 84 de moscovita, 90 de feldespato potásico, 229 de plagioclasa y 68 de minerales opacos.

El análisis químico de muestras de roca total se realizó en el Centro de Laboratorios y Ensayos del I.T.G.E., en la Universidad de Granada y en el Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S.) de Nancy, Francia.

En el I.T.G.E. se analizaron 66 muestras, de las que se determinaron los elementos mayores (salvo Na_2O) y Ba, Rb, Sr, Zr e Y mediante fluorescencia de rayos X, y Na_2O y Li mediante absorción atómica.

En la Universidad de Granada se analizaron para 47 muestras los contenidos en elementos mayores (fluorescencia de rayos X) y trazas (ICP-masas). En 46 de ellas se determinaron las tierras raras (ICP-masas).

En el C.N.R.S. se determinó, sobre un total de siete muestras, el contenido en elementos mayores mediante ICP-emisión y el contenido en trazas y tierras raras mediante ICP-masas.

Los datos analíticos obtenidos se incluyen en las correspondientes tablas situadas al final de esta memoria.

Con el fin de realizar estudios geocronológicos, se seleccionaron 20 muestras de las que se determinaron en la Universidad de Granada sus contenidos absolutos de Rb y Sr junto con la relación isotópica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (ICP-masas), y en el Institute of Precambrian Geochronology and Geology de San Petersburgo, Rusia, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (espectrometría de masas de ionización térmica).

La financiación principal de las campañas de campo y estudios petrológicos y químicos de las muestras recogidas estuvo sufragada por una beca del I.T.G.E. de que disfrutó el autor y por el proyecto MAGNA-Gredos del mencionado organismo, en el que se incluyen parte de los estudios cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados por él, en los mapas geológicos nacionales a escala 1:50000 y memorias acompañantes de las hojas números 555 (Navatalgordo), 556 (Navaluenga) y 579 (Sotillo de la Adrada). Otros gastos (campaña de campo para la recogida de siete muestras y su análisis en el C.N.R.S.) corrieron a cargo del proyecto de la D.G.I.C.Y.T. número PB93-0295-CO2 «Geoquímica y geología isotópica (Sr, Nd) del magmatismo peraluminico de la región oriental de la zona Centro-Ibérica». La elaboración de la presente memoria corrió a cargo del proyecto de la D.G.E.S. número PB96-0661 «Procesos de anatexia en corteza continental: Las áreas migmatíticas de Guadarrama y Toledo».

1. INTRODUCCION

1. INTRODUCCION

1.1 SITUACION GEOGRAFICA

La zona objeto de estudio se localiza en la parte oriental de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español), en el sector de enlace con la Sierra de Guadarrama (ver figura 1.1). Cubre casi totalmente las hojas números 555 (Navatalgordo) y 556 (Navaluenga) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000, más un pequeño área del sur de las hojas 530 (Vadillo de la Sierra) y 531 (Avila de los Caballeros).

La superficie total aproximada del área es de unos 1130 Km², y define una especie de cuadrilátero cuyos vértices tienen las siguientes coordenadas U.T.M.: 371242, 4485262 (vértice NE), 371053, 4474120 (vértice SE), 314274, 4467274 (vértice SO), 314777, 4487520 (vértice ONO) y 317546, 4491789 (vértice NNO).

Está limitada al norte por el valle de Amblés, extensa fosa que sigue una dirección ENE-OSO y constituye la separación entre la Sierra de Avila al norte y la alineación Sierra de la Paramera-La Serrota al sur. El límite oriental de la zona está marcado por la fractura de El Herradón, de dirección N-S, recorrida por diversos ríos de escasa importancia y cubierta en su zona media por el embalse de Burguillo. Por el sur, la zona limita con las estribaciones de la Sierra del Valle y de la vertiente norte de la Sierra de Gredos, mientras que por el oeste el límite lo constituye la Sierra de Villafranca.

El relieve de esta zona es bastante abrupto, con diferencias de cota importantes. Pueden distinguirse, de norte a sur, tres unidades orográficas que son el *horst* de La Serrota-Sierra de la Paramera (La Serrota, 2294 m; Zapatero, 2160 m), la fosa del Alberche-Tormes (embalse de Burguillo, 729 m) y el *horst* principal de Gredos (Almanzor, 2592 m), en gran parte fuera del área estudiada. Estos tres elementos muestran una orientación aproximada E-O, tan sólo interrumpida por la zona de fractura Puerto de Menga-Puerto del Pico, que es responsable del desvío en el cauce del río Alberche y de la estrecha incisión N-S que separa la Sierra de la Paramera de La Serrota.

1.2 ENCUADRE GEOLOGICO Y GENERALIDADES

La mayor parte de los materiales aflorantes en la zona estudiada son granitoides tardicinemáticos, cuyo encajante metamórfico se sitúa fuera del área estudiada, en los extremos occidental (complejo anatéctico de la Peña Negra) y oriental (macizo metamórfico de La Cañada-Cebreros-El Tiemblo). Los materiales posthercínicos están representados por sedimentos detríticos fluviales, terciarios y cuaternarios, y por coluviones y algunos depósitos glaciares.

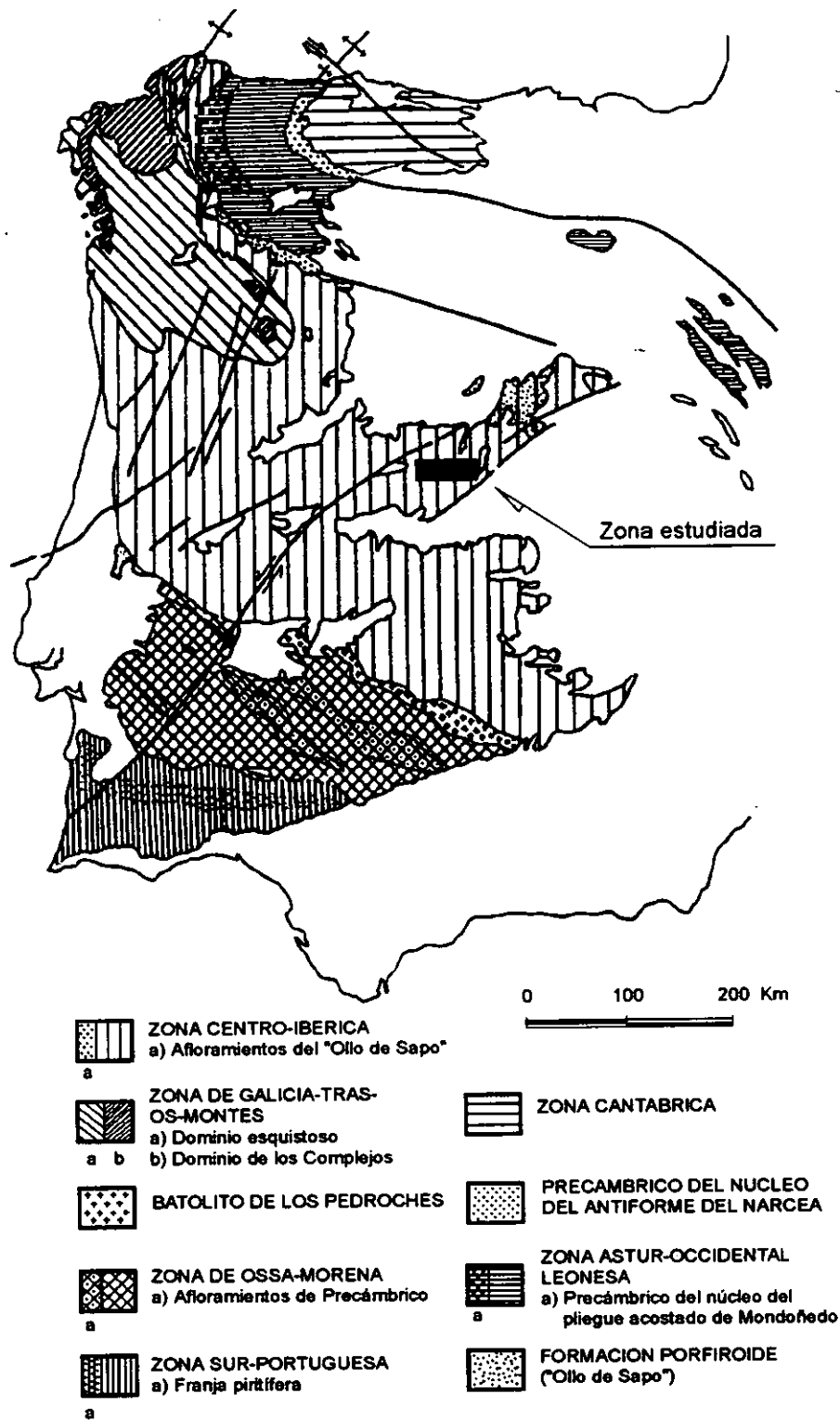


Figura 1.1: Localización de la zona estudiada en el conjunto del hercínico peninsular (mapa tomado de Farias *et al.*, 1987).

El área, debido a sus características petrológicas y geodinámicas, no puede ser considerada como un ente geológico aislado, y para comprender la problemática existente en ella es necesario hacer previamente una revisión del contexto regional tanto de la zona a la que pertenece como de las adyacentes.

Dentro de las clásicas subdivisiones en zonas del Macizo Hespérico, este área queda incluida en la zona Galaico-Castellana de Lotze (1945), que junto con la zona Lusoriental Alcúdica constituye la zona Centro-Ibérica de Julivert *et al.* (1972).

Los rasgos fundamentales que distinguen a la zona Centro-Ibérica del resto de zonas (Julivert, 1983 y Ribeiro, 1990) se basan en la evolución paleogeográfica y en la historia sedimentaria. En la mayor parte de la zona es difícil trazar el límite entre las secuencias sedimentarias precámbricas y cámbricas, mientras que en las zonas Asturoccidental Leonesa y de Ossa-Morena existe una clara discordancia entre el Precámbrico y el Cámbrico. Por otra parte, la Cuarcita Armoricana yace en discordancia sobre los materiales preordovícicos que forman el complejo esquisto-grauváquico, evidenciando los efectos de la fase de deformación sárdica, mientras que en las zonas Asturoccidental Leonesa y Cantábrica el Ordovícico no es discordante con el Cámbrico.

El plutonismo también presenta unos rasgos peculiares que contribuyen a que la zona Centro-Ibérica adquiera entidad propia. Mientras que en la zona de Ossa-Morena es frecuente la asociación entre rocas básicas y ácidas, y son abundantes los macizos de carácter básico (dioritas, cuarzodioritas y gabros), en la zona Centro-Ibérica su representación es bastante escasa.

A pesar de estas características distintivas, comunes a las zonas Galaico-Castellana y Lusoriental Alcúdica, hay una serie de diferencias entre ambas en lo que respecta a aspectos tectónicos, metamórficos y plutónicos que nos inclinan a seguir teniendo en cuenta la división hecha por Lotze (1945). A grandes rasgos (Ribeiro, 1990), en la zona Galaico-Castellana abundan más los cuerpos de granitoides sinorogénicos y el grado metamórfico es mayor que en la zona Lusoriental Alcúdica. Las diferencias también son claras en cuanto al estilo tectónico: según Díez Balda *et al.* (1990 a), en la zona Galaico-Castellana predominan pliegues tumbados, mientras que en la zona Lusoriental Alcúdica predominan pliegues verticales.

Dentro de la zona Galaico-Castellana, las características del plutonismo granítico varían a lo largo de ella (Corretgé, 1983). En el NO peninsular se han distinguido desde hace tiempo (Capdevila, 1969; Capdevila & Floor, 1970; Floor *et al.*, 1970; Capdevila *et al.*, 1973; entre otros) dos grandes series, la serie de granitoides alcalinos de dos micas, con abundante moscovita, y la serie de granitoides calcoalcalinos con biotita dominante. En cambio, en el Sistema Central Español, que es la terminación SE de la zona Galaico-Castellana y al cual pertenece el área de estudio, predomina un conjunto de monzogranitos y granodioritas principalmente biotíticos, con minerales aluminicos ocasionales como moscovita, sillimanita y cordierita (Capdevila *et al.*, 1973; Ugidos, 1973; Aparicio *et al.*, 1975; entre otros).

El Sistema Central Español ha sido dividido en tres grandes complejos estructurales (Capote *et al.*, 1981), según su estratigrafía, grado de metamorfismo y abundancia de rocas plutónicas. El más occidental de ellos, en el cual se ubica la zona de estudio, es el complejo de Gredos, que presenta un gran volumen de rocas plutónicas tardías y un metamorfismo en general de baja presión. Hacia el este se sitúa el complejo de Guadarrama, con menor abundancia de granitoides y un metamorfismo regional en el que se conservan restos del estadio de presión intermedia. El complejo más oriental es el de Somosierra-Ayllón, apenas sin cuerpos plutónicos tardíos y con un metamorfismo poco intenso, por lo general en grado bajo. La ausencia de accidentes tectónicos de relieve en la zona de unión entre los sectores de Gredos y Guadarrama, así como la gran semejanza estratigráfica y de evolución tectonometamórfica que muestran ambas zonas, hacen discutible esta subdivisión (Villaseca *et al.*, 1993).

1.3 ANTECEDENTES

El área ha sido objeto de diversos estudios en lo que se refiere a aspectos petrológicos, tectónicos, estratigráficos y geomorfológicos.

Las primeras referencias datan del siglo pasado y se deben a Del Prado (1862), Martín Donayre (1879 a y b) y Mallada (1895). Posteriormente se realizan trabajos concretos sobre algunos minerales como berilo (Quiroga, 1890), rocas metamórficas (Fernández Navarro, 1916) y sobre los yacimientos metalíferos de Cebreros y Sotillo de la Adrada (García Puelles, 1925).

Desde los años treinta hasta finales de la década de los sesenta son escasos los trabajos publicados, centrándose en estudios geomorfológicos (Hernández Pacheco, 1934; Hernández Pacheco & Vidal Box, 1934; Vidal Box, 1936 y 1937; Asensio, 1966) y petrológicos (Vidal Box, 1934; Fúster & Ibarrola, 1951; García de Figuerola, 1960; San Miguel & De Pedro, 1960; Mulas, 1961; Martín Calvo, 1968).

A partir de los años setenta comienzan a proliferar los trabajos de investigación relacionados con este sector del Sistema Central Español. En esta época se tratan diversas facetas, como son aspectos geomorfológicos, estratigráficos, tectónicos, metamórficos y plutónicos.

1.3.1 GEOMORFOLOGIA

Desde un punto de vista geomorfológico, el Sistema Central Español en conjunto constituye una unidad geológica bien individualizada, quedando flanqueado por las cuencas terciarias de la Meseta: la del Duero al norte y la del Tajo al sur. A grandes rasgos, los materiales ígneos y metamórficos del macizo entran en contacto con los materiales

sedimentarios de la cuenca terciaria mediante un límite neto controlado por fallas, bien normales o bien inversas. La característica principal del Sistema Central Español es su disposición en bloques, que da lugar a una fisonomía escalonada (alternancia de *horsts* y *grabens*). En concreto, en las sierras de Guadarrama y Gredos (que constituyen el denominado dominio central) esa estructuración queda bien definida, aunque en la zona de transición entre ambas se difumina casi totalmente debido al establecimiento de pequeñas depresiones tectónicas de orientación aproximada N-S y que son utilizadas por la red hidrográfica. La individualización de este dominio central respecto a los dominios de borde oriental (Somosierra) y occidental (sierras de la Peña de Francia y de Gata) se materializa claramente bajo el punto de vista geomorfológico en el segundo caso, en el límite del gran *horst* NE-SO de la Sierra de Béjar, y algo menos en el primer caso, pues Somosierra presenta una morfología más difusa, con profusión de pequeñas alineaciones que no definen claramente una directriz predominante (De Pedraza, 1989).

En cuanto a los aspectos morfogenéticos, el relieve actual del Sistema Central Español se considera como el resultado de la reactivación de una superficie de erosión inicial o superficie generatriz, de carácter poligénico y heterócrono (se produce a lo largo de una evolución continua desde el final del Paleozoico hasta el inicio de la reactivación alpina). En esta línea de pensamiento se encuadran los principales modelos de evolución geomorfológica propuestos.

Así, Schwenzner (1937) considera la morfografía en términos de una superficie de cumbres, formada por restos no degradados por la erosión de una planicie intraterciaria, a la que se adosan escalonadamente una serie de superficies de meseta: la que constituye las parameras o M3 (restos no degradados por la erosión de una planicie finimiocena) y las que forman los piedemontes o M2 y M1 (restos no degradados por la erosión actual de unas planicies pliocenas).

En 1952, Solé Sabarís propone la génesis del Sistema Central Español en función de una serie de levantamientos tectónicos que alternan con etapas de estabilidad y arrasamiento. La superficie generatriz estaría representada por el nivel de cumbres y el de paramera y sería de edad finimiocena. La sobreimposición de una nueva etapa morfogenética daría lugar a la creación de los piedemontes a finales del Plioceno. La morfogénesis actual quedaría plenamente configurada con nuevos impulsos tectónicos y con la instalación de la red hidrográfica.

Un intento de unificación de los modelos anteriores es el llevado a cabo por De Pedraza (1978). En él se consideran tres etapas fundamentales. La primera de ellas, denominada etapa prearcósica, tiene lugar desde finales de la orogenia hercínica hasta comienzos de la orogenia alpina. Se construye la penillanura poligénica heterócrona que actuará como superficie generatriz. Durante la segunda (etapa arcósica) se establecen los elementos principales del relieve, que son un macizo montañoso (con una única superficie de culminación y una de piedemonte) y una cuenca sedimentaria, mediante una tectónica de abombamiento y de intensidad progresiva, y bajo un ambiente climático de sabana, desde el Oligoceno hasta el Plioceno medio. En la etapa postarcósica final, desde el Plioceno medio hasta la actualidad,

tiene lugar una tectónica de bloques y un retoque seguido después de una degradación de los relieves previamente formados, dando lugar a la consolidación del modelado actual mediante procesos fundamentalmente fluviales, pero también glaciares, periglaciares, gravitacionales y mixtos.

1.3.2 ESTRATIGRAFIA

1.3.2.1 Materiales prehercínicos

Debido al gran volumen de granitoides presentes en el sector de Gredos y a la intensidad del metamorfismo, los afloramientos metamórficos han quedado reducidos a una serie de retazos desconectados entre sí y fuertemente recrystalizados y migmatizados. Es por ello que cualquier intento de caracterización y reconstrucción de las series precámbricas y paleozoicas debe fundarse en gran parte en las investigaciones que sobre el tema han llevado a cabo diversos autores durante los últimos años en áreas más extensas y con series menos metamorizadas. Los estudios más completos en lo que a ello se refiere son los de Capote & Vegas (1968), Capote (1972), Babín (1975), Villaseca (1983), Rodríguez Alonso (1985) y Díez Balda (1986).

Con el objeto de visualizar la relación existente entre las diferentes series estratigráficas propuestas por los autores citados, se ha realizado un cuadro de síntesis, que puede observarse en la tabla 1.1.

De su estudio se deduce que la columna estratigráfica regional comienza con materiales precámbricos de naturaleza gneísica, ortoderivados en el tramo basal y de carácter pelítico hacia niveles superiores.

Sobre ellos se apoya un conjunto que en las provincias de Salamanca, Avila y Segovia ha sido reconocido como equivalente al complejo esquisto-grauváquico (Villaseca, 1983; Rodríguez Alonso, 1985; Díez Balda, 1986; Díez Balda *et al.*, 1990 b), definido por Carrington Da Costa (1950) para terrenos aflorantes en Portugal. En el centro-oeste peninsular este complejo está compuesto por la Formación Monterrubio en la base y la Formación Aldeatejada hacia techo, ambas de edad precámbrica superior o cámbrica inferior. La Formación Monterrubio, de unos 1000 m de potencia, es una sucesión pizarrosa con varios tramos de areniscas, conglomerados y microconglomerados porfiroides. La Formación Aldeatejada está formada por 2000 m de limolitas y pizarras, con algunos niveles de areniscas, carbonatos y pizarras microbandeadas.

Sobre el complejo esquisto-grauváquico yace la primera formación de edad bien conocida, las Areniscas de Tamames, datadas mediante trilobites como Cámbrico inferior bajo. En concordancia con esta formación y por encima de ella se sitúan las Calizas de Tamames, de edad Cámbrico inferior medio, y las Pizarras de Endrinal, posiblemente cámbricas.

		CAPOTE & VEGAS, 1988	CAPOTE, 1972	BABIN, 1975	DIEZ BALDA, 1988	VILLASECA ET AL., 1993
SILURICO Llandovery- Ludlow inf.		Cuarcita Armoricana	Esquistos de Valuerto	Pizarras arenosas y esquistos migmatizados	Pizarras negras y cuarcitas ← Vulcanitas	Formación Cañamarea
ORDOVICICO INFERIOR	Llanvirn- Llandello				Pizarras ↑ ← Vulcanitas Cuarcitas	Grupo Rodada
	Arenig					Cuarcitas
¿CAMBRICO?		Pizarras grises estriadas	Homito Capas del Río Almar Capas del Mediana Navaceros Gneises pelíticos de La Cañada Complejo gneisico basal	Calizas Cuarcitas y esquistos Esquistos y micacitas Gneises micáceos y arenáceos Pizarras (arenosas, microconglomeráticas) y esquistos migmatizados Gneises (biotíticos, feldespáticos, migmatizados) y anfíbolitas	Pizarras de Endrinal	← Ortogneises
CAMBRICO INFERIOR		Caloesquistos Calizas Pizarras micáceas Esquistos azulados			Calizas de Tamamee Areniscas de Tamamee Aldetejada	?
PRECAMBRICO		Micacitas Gneises			Montarrubio	Complejo SFH Paragneises, mármoles, péltas Metabasaltos

Tabla 1.1: Cuadro de síntesis y correlación entre las series estratigráficas propuestas por diversos autores para distintas regiones del Sistema Central Español.

La serie ordovicica se inicia con un conglomerado basal discordante sobre el Cámbrico, para dar paso a litologías cuarcíticas (Cuarcita Armoricana) de edad arenigiense y, por encima, unas series fundamentalmente pizarras con intercalaciones de vulcanitas, de edades Llanvirn-Llandello (Ordovícico inferior) y Llandovery-Ludlow inferior (Silúrico).

Este esquema estratigráfico queda sustancialmente modificado con datos petrológicos de materiales equivalentes en la Sierra de Guadarrama (Tornos & Casquet, 1982, y Villaseca, 1983 describen el carácter intrusivo de los ortogneises glandulares en las formaciones preordovícicas metasedimentarias) y, sobre todo, por los datos geocronológicos que se van conociendo de estas series metaígneas. Así, Viallette *et al.* (1987) realizan cinco isocronas mediante el método Rb-Sr en macizos del sector de Guadarrama, mientras Wildberg *et al.* (1989) y Valverde-Vaquero *et al.* (1995 y 1996) realizan dataciones U-Pb en circones de ortogneises del sector de Somosierra, que conducen a una edad próxima a los 490 ± 20 m.a. como la más probable para el magmatismo peraluminico que origina los diversos gneises glandulares y leucogneises del sector. Igualmente, Pereira *et al.* (1992) consideran una posible isocrona en ortogneises del complejo de la Peña Negra de alrededor de 528 m.a., a verificar con un muestreo futuro. Estos datos confirman, de cualquier manera, el carácter intrusivo (y no de zócalo) de estos materiales metaígneos sobre las series precámbricas de los sectores de Gredos y Guadarrama.

1.3.2.2 Materiales posthercínicos

La representación de materiales mesozoicos en la región es escasa (González Ubanell, 1982; I.T.G.E., en preparación, a y b), quedando restringida a pequeños afloramientos del Cretácico superior situados en Valdemorillo, Villalba, Campo Azálvaro, San Rafael, Villacastín, Vegas de Matute, Avila y La Colilla. La sucesión general comienza con un tramo inferior arenoso equiparable a las facies Utrillas, un tramo medio principalmente margoso y un tramo superior de naturaleza calcárea que hacia el SO (en la zona de Campo Azálvaro) es sustituido por areniscas. La potencia global de la serie disminuye hacia el sudoeste.

El Paleógeno es levemente discordante sobre el Cretácico. Está representado por sedimentos detríticos (areniscas de grano grueso), cuyos tramos inferiores son muy parecidos a las facies Utrillas cretácicas. El Oligoceno está formado por series arcósicas, con bloques dispersos en la base y tramos arenoso-arcillosos hacia techo, en ocasiones con cemento carbonático (I.T.G.E., en preparación, b). La sedimentación miocena es de ambiente continental y consiste fundamentalmente en materiales arcósicos con predominio de grandes formaciones de arcosas con bloques en algunas de las depresiones internas. Muestra una marcada discordancia angular respecto a las series anteriores, lo que evidencia un fuerte levantamiento del Sistema Central en esos momentos. El Plioceno está formado por sedimentos de tipo raña al pie de la Sierra de Ojos Albos (grandes cantos de cuarcita incluidos en una matriz arcillosa de tonos rojizos).

En el sector de Salamanca, los materiales posthercínicos son de edad terciaria sin que parezca haber ninguna representación de mesozoicos, como ha sido constatado por Jiménez-Ontiveros (1984). Consisten en sedimentos de origen detrítico, desde conglomerados hasta arcillas, generalmente con cemento calcáreo. Las cuencas terciarias están controladas por reactivación en el alpino de fallas tardihercínicas, algunas de salto vertical de pocos metros.

El Cuaternario (I.T.G.E., en preparación, b) comprende depósitos de edad incierta (Pleistoceno u Holoceno), materiales pleistocenos y materiales holocenos. Los primeros consisten en glaciares, que articulan las vertientes montañosas con los fondos de valle y están ligados al encajamiento de la red fluvial, y coluviones. El Pleistoceno está formado por morrenas asociadas a los glaciares de circo (por ejemplo en La Serrota), por depósitos de navas y turberas y por las terrazas correspondientes a los principales ríos o a sus afluentes. La representación holocena consiste en conos aluviales de escaso desarrollo, depósitos limo-arcillosos de llanura de inundación, fondos de valle arenosos con gravas ligados a los cursos fluviales y zonas de encharcamiento limo-arenosas con contenidos variables en materia orgánica.

1.3.3 TECTONICA

Son diversos los estudios realizados acerca de la evolución tectónica en la zona Centro-Ibérica, generalmente referidos a ámbitos regionales restringidos y, en menor número de ocasiones, intentando mostrar una visión sintética de conjunto. En lo que se refiere a tectónica prehercínica y hercínica, se encuentran entre otros los trabajos de Capote *et al.* (1981), Capote (1972, 1983 y 1985), Gil Toja *et al.* (1985), Rodríguez Alonso (1985), Julivert & Martínez (1987), Díez Balda *et al.* (1990 a y b, 1992), Macaya *et al.* (1991), Díez Balda & Vegas (1992) y Escuder *et al.* (1994). La tectónica tardi- y posthercínica ha sido tratada, entre otros, por Babín (1978), González Ubanell (1982), De las Doblas *et al.* (1983), Capote *et al.* (1987), González Ubanell & De las Doblas (1987), De las Doblas & Rubio (1989) y De las Doblas (1990 a y b, 1991).

1.3.3.1 Tectónica prehercínica y hercínica

La identificación de fases deformativas prehercínicas ha sido siempre problemática debido a que las estructuras generadas en esos períodos están en buena parte obliteradas por la intensa deformación hercínica subsiguiente. No obstante, en determinadas áreas (Las Beiras en el centro de Portugal, provincia de Cáceres, etc.) puede reconocerse dentro de los materiales pertenecientes al complejo esquisto-grauváquico una discontinuidad de edad Vendense inferior o medio que es el reflejo de una deformación precámbrica experimentada por los materiales que se encuentran bajo dicha discontinuidad. Esa deformación produce un débil plegamiento sin esquistosidad ni metamorfismo regional (Ortega & González-Lodeiro, 1986; Díez Balda *et al.*, 1990 a; Díez Balda & Vegas, 1992).

Con un carácter más regional, se encuentra en la mayor parte de la zona Centro-Ibérica una deformación correspondiente a los movimientos sárdicos (Capote, 1972, 1983 y 1985; Rodríguez Alonso, 1985; Díez Balda *et al.*, 1990 a y b; Díez Balda & Vegas, 1992). Esta fase es responsable de la discordancia situada en la base de la cuarcita arenigiense, y genera un

plegamiento en dirección N-S a NE-SO en la región de Las Beiras y E-O a NE-SO en la región de Galicia Tras-Os-Montes. No lleva asociado metamorfismo ni esquistosidad.

La evolución estructural hercínica se desarrolla en tres fases principales (F_1 , F_2 y F_3). La primera deformación continua y penetrativa que afecta a las series precámbricas y paleozoicas (F_1) muestra diferentes características según el sector que consideremos dentro de la zona Centro-Ibérica, permitiendo distinguir dos dominios (Díez Balda *et al.*, 1990 a; Azor *et al.*, 1992; Díez Balda & Vegas, 1992), al SO el dominio de pliegues verticales y al NE el dominio de pliegues tumbados (ver figura 1.2). A grandes rasgos, estos dos dominios coinciden con la división en zonas Lusoriental Alcúdica y Galaico-Castellana establecida por Lotze (1945), aunque los límites no sean exactamente los mismos en un caso y otro.

En el dominio de pliegues tumbados, que aflora en el NO peninsular y en un sector del Sistema Central Español, la F_1 tiene carácter rotacional y produce pliegues N150°E vergentes al NE con esquistosidad asociada. En el dominio de pliegues verticales, que ocupa la mayor parte de la zona Centro-Ibérica, la F_1 es no rotacional y da lugar a pliegues NO-SE subverticales con una foliación asociada S_1 paralela a los planos axiales y no siempre penetrativa.

La segunda fase deformativa hercínica (F_2), es probablemente continua en el tiempo respecto a la F_1 , y supone una homogeneización en el estilo estructural de toda la zona Centro-Ibérica. Es una deformación restringida a bandas de cizalla dúctiles subhorizontales, que puede ser observada en el núcleo de las antiformas de F_3 y se desarrolla sólo en zonas de grado metamórfico medio o alto. En determinadas áreas, como en el domo gneísico del Tormes (NO de Salamanca), ha sido deducido un carácter extensional para F_2 (Escuder *et al.*, 1994).

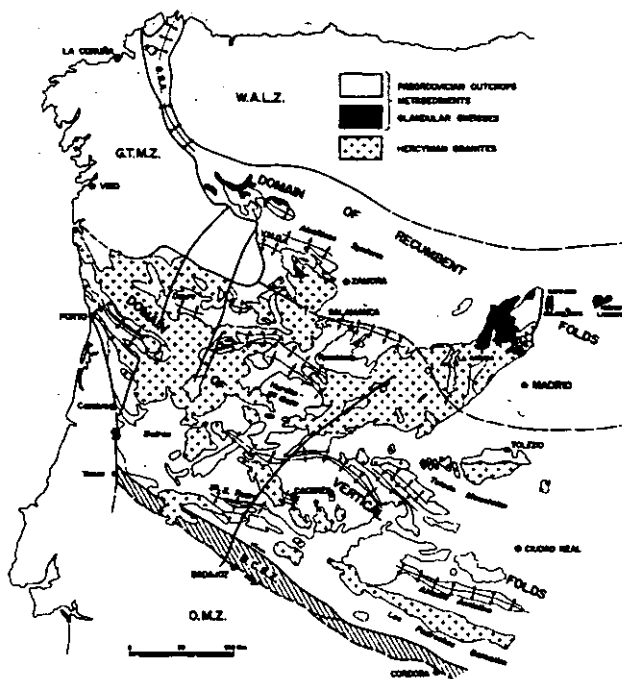


Figura 1.2: Dominios de pliegues tumbados y de pliegues verticales, según Díez Balda *et al.*, 1990 a.

La tercera fase deformativa (F_3), de carácter retrovergente, genera un conjunto de antiformas y sinformas que pliegan a las estructuras anteriores. En el dominio de pliegues tumbados las direcciones principales son N-S a N130°E, con vergencias al O, mientras que en el dominio de pliegues verticales la F_3 es fundamentalmente N100°E a N120°E y subvertical. En ambos dominios aparece una esquistosidad de crenulación S_3 asociada y se desarrollan zonas de cizalla subverticales con componentes de desgarre tanto dextros como senestros.

También ha sido reconocida una cuarta fase de deformación hercínica (F_4), de alcance regional pero irregularmente desarrollada, en determinados sectores de la zona Centro-Ibérica. Es de carácter generalmente compresivo y genera micropliegues E-O en el sector oriental del Sistema Central Español (Fernández Casals, 1976; Capote, 1985), aunque su orientación general en la zona Centro-Ibérica varía entre N-S y N30°E (Gil Toja *et al.*, 1985). Asociados a ella hay desgarres verticalizados de fase cuatro con direcciones aproximadas N-S, responsables de orientaciones en granitoides.

1.3.3.2 Tectónica tardi- y posthercínica

Tras el período de engrosamiento cortical durante el cual se desarrolla el orógeno colisional hercínico, se sucede una etapa de relajación de esfuerzos, manifestada en forma de diversos sistemas de fracturación tardihercínicos que son en su mayoría reactivados durante la orogenia alpina.

La caracterización de dichos sistemas de fracturación tardihercínicos ha sido una constante en el trabajo investigador desarrollado por los estructuralistas desde hace varias décadas. Así, Parga (1969) destaca la existencia en todo el Macizo Hespérico de un sistema conjugado de cizallamiento constituido por fracturas NE-SO senestras y NO-SE dextras, con fracturas NNE-SSO senestras asociadas. Este sistema experimenta movimientos horizontales tardihercínicos y posteriormente movimientos en la vertical. También señala la importancia de los sistemas E-O y N-S, con movimientos preferentemente verticales.

En ámbitos regionales más restringidos cabe destacar las contribuciones de Babín (1978), González Ubanell (1982), De las Doblas *et al.* (1983), González Ubanell & De las Doblas (1987), De las Doblas & Rubio (1989) y De las Doblas (1990 a y b, 1991) en el sector de Gredos, y de Capote *et al.* (1987) para el área de Guadarrama.

Los sistemas que adquieren mayor desarrollo en la Sierra de Gredos son los E-O, NE-SO, NO-SE y ESE-ONO (González Ubanell, 1982). El marco geotectónico global en el que todos ellos se articulan implica tres episodios deformativos tardihercínicos, un primero de carácter extensional y otros dos esencialmente transcurrentes (González Ubanell & De las Doblas, 1987; De las Doblas & Rubio, 1989; De las Doblas, 1990 a y b, 1991).

Durante el episodio dúctil extensional se generan *detachments* extensionales de dirección media E-O y con desplazamiento del bloque de techo hacia el N. Se produce un abovedamiento generalizado, y la corteza se estructura en pares antiformal-sinforma (De las Doblas, 1991).

El siguiente episodio tardihercínico, de carácter inicialmente dúctil transcurrente, produce zonas de cizalla dexas N40°E y senestras N110°E. El régimen dinámico evoluciona progresivamente a condiciones menos dúctiles, dando lugar al tercer y último estadio, frágil y transcurrente. Este es el responsable de la clásica red de fracturación tardihercínica NE-SO senestra y NO-SE dextra, originada como respuesta a compresiones según una dirección N-S. A lo largo de ambos períodos transcurrentes se desarrolla la zona milonítica de Navadijos, situada en el sector centro-occidental del área objeto del presente trabajo y estudiada en detalle por Herreros & Bellido (1993) y Herreros *et al.* (1993).

En relación con estas etapas tectónicas y con movimientos posteriores se produce una serie de inyecciones filonianas que en el área estudiada están representadas por dos grandes conjuntos. El primero de ellos está formado por diques de afinidad calcoalcalina y peraluminica, relacionados con las etapas distensivas tardihercínicas, y de orientaciones entre N65°E y N120°E (diques de pórfido granítico) o bien entre N90°E y N110°E y ocasionalmente N160°E (diques microdioríticos), siempre subverticales. El segundo grupo, de afinidad alcalina, se relaciona con distensiones posteriores a las etapas tardihercínicas y está formado por diques sieníticos de orientaciones variables entre N-S y N30°E, ocasionalmente N100°E y también subverticales. En estos estadios se produce la inyección de diques de cuarzo, con orientaciones preferentes NE-SO, variables entre N-S y N120°E y buzamientos muy elevados.

1.3.4 METAMORFISMO

Un hecho que llama la atención al considerar las áreas metamórficas del hercínico ibérico es su distribución en bandas alargadas y paralelas a las direcciones estructurales que configuran la forma semiarqueada de la cadena hercínica peninsular (Martínez & Gil Ibarguchi, 1983). La intensidad del metamorfismo aumenta desde la zona más externa (Cantábrica) hacia la más interna (Centro-Ibérica). Esta pauta general es alterada por la existencia de extensos dominios anatócticos (domo del Tormes en Salamanca, Peña Negra en Gredos, área de Segovia en Guadarrama y Toledo en los Montes de Toledo) que no pueden ser correlacionados de modo preciso con las bandas metamórficas mencionadas.

Tanto en el conjunto del hercínico peninsular como en la zona Centro-Ibérica, exceptuando la región de Galicia Tras-Os-Montes en el NO, pueden considerarse dos estadios metamórficos hercínicos principales (veanse, entre otros, García Cacho, 1973; Fúster *et al.*, 1974; Aparicio & Galán, 1980), seguidos de un episodio retrometamórfico:

El primero de ellos (M_1) se caracteriza por paragénesis de presión intermedia (granate + estaurolita + distena). Es de tipo barroviense progrado, y está asociado a F_1 y a los primeros

momentos de F_2 (Martínez & Gil Ibarguchi, 1983; Martínez *et al.*, 1990; Díez Balda *et al.*, 1992). Durante este estadio se alcanzan unas condiciones termobáricas de hasta 15 Kb y 700°C en las regiones más engrosadas (zona de Segovia, Villaseca & Barbero, 1994 a).

El segundo estadio, M_2 , caracterizado por paragénesis de más baja presión (sillimanita + cordierita) en facies de anfibolitas o por sillimanita + cordierita + feldespato potásico en facies de granulitas, genera extensas áreas con fenómenos de fusión parcial (migmatitas). En algunos de estos sectores parece haber un incremento térmico añadido al propio fenómeno de engrosamiento/adelgazamiento orogénico, sugerido por la presencia precoz de intrusiones de materiales básicos y de granitoides acompañantes. Este pico metamórfico hercínico ligado a la M_2 se desarrolla desde momentos contemporáneos a F_2 hasta el final de F_3 , y corresponde a condiciones de baja presión, durante las cuales se alcanza el clímax térmico, que para los dominios migmatíticos ha sido estimado en 800°C y 4.5-5.5 Kb (complejo anatético de Toledo; Barbero, 1992), 725°C y 4.5 Kb (región anatética de Guadarrama; Villaseca, 1983) y 750°C y 4 Kb (complejo anatético de la Peña Negra; Pereira, 1993).

El último estadio, M_3 , supone la retrogradación de las paragénesis metamórficas previas, y tiene lugar en etapas desde tardi- hasta post- F_3 . Las condiciones mínimas alcanzadas son 450°C y 2 Kb en la región de Segovia (Villaseca, 1983) y 400°C y 1.5 Kb en el complejo anatético de la Peña Negra (Pereira, 1992), aunque en el sector de Toledo sólo queda registrada una temperatura mínima de 475°C (Barbero, 1995). Datos termobáricos diversos coinciden en asignar condiciones epizonales a amplios sectores durante la intrusión del volumen batolítico principal del área (Villaseca *et al.*, 1995).

En conjunto, la evolución del metamorfismo hercínico expuesta es la esperada en un orógeno compresivo. En los primeros estadios deformativos (F_1 y F_2) se produce un engrosamiento cortical asociado al cual se desarrolla el episodio metamórfico de presión intermedia (M_1). La etapa de relajación de esfuerzos que sigue a dicho engrosamiento provoca una descompresión isotérmica considerable, responsable del pico térmico y del paroxismo migmatítico (M_2), en parte contemporáneo a F_3 . Después, durante el período de exhumación tardío, se produce una descompresión acompañada de enfriamiento, cuyo efecto inmediato es una retrogradación de las paragénesis metamórficas hasta ese momento estables (M_3).

1.3.5 PLUTONISMO

El conocimiento de los materiales graníticos de la zona Centro-Ibérica y en general del hercínico peninsular ha experimentado un gran avance durante las últimas décadas. El punto de partida radica en los grandes trabajos de síntesis sobre el Macizo Hespérico realizados por diversos autores durante los años setenta (Capdevila, 1969; Capdevila & Floor, 1970; Floor *et al.*, 1970 y Capdevila *et al.*, 1973 para el NO peninsular, y Capdevila *et al.*, 1973; Ugidos, 1973; Aparicio *et al.*, 1975 y Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca,

1980 para el Sistema Central Español). Estos estudios supusieron una recopilación de datos que anteriormente estaban dispersos y, a la vez, permitieron desarrollar futuras hipótesis de trabajo sobre un marco geológico global.

Tal es el caso de la síntesis sobre los granitoides hercínicos de la Península Ibérica llevado a cabo por Capdevila *et al.* (1973). Estos autores destacan como peculiaridad del hercínico ibérico la gran diversidad de granitoides presente. Dentro del conjunto plutónico peninsular distinguen dos grandes series, una de granitoides palingenéticos, de origen mesocrustal y escasamente representados en Gredos y Guadarrama, y otra de granitoides híbridos, de origen infra- o basicrustal, que constituyen el espectro predominante en el Sistema Central Español.

Ugidos & Bea (1978) recopilan los datos disponibles hasta ese momento sobre diversas áreas graníticas del Hespérico y establecen la existencia de tres series petrogenéticas, una calcoalcalina de origen profundo, otra calcoalcalina contaminada y una tercera alcalina, de origen mesocortical o con participación meso- y basicortical en igual proporción. Según dichos autores, en el sector de Guadarrama los granitoides son generalmente granodioritas o monzogranitos porfídicos, a veces con silicatos aluminicos (predominantemente cordierita) y de carácter calcoalcalino. En la zona de Gredos los granitoides son también predominantemente calcoalcalinos y abundan las facies cordieríticas en transición gradual con el encajante migmatítico-diatexitico.

A partir de estos esquemas petrogenéticos fundamentales para los granitoides hercínicos ibéricos, las siguientes líneas de investigación se centraron en un estudio más profundo de los diferentes dominios que componen el Macizo Hespérico. Ello trajo como consecuencia inmediata un considerable aumento en el número de publicaciones sobre el tema granítico en las dos áreas relacionadas directamente con la zona objeto de estudio en la presente tesis: la Sierra de Guadarrama y la Sierra de Gredos.

Recientemente, en el trabajo de síntesis sobre el plutonismo de la región central española (sector oriental del Sistema Central y Montes de Toledo), Villaseca *et al.* (1993) establecen dos grandes agrupaciones magmáticas según su edad relativa a la orogenia hercínica y que resumen la problemática granítica en este sector cortical. Estos autores distinguen una etapa magmática relacionada con el clímax metamórfico del sector (granitoides sin-pico metamórfico) que comprende tanto series graníticas de afinidades calcoalcalinas ligadas a interacciones con material básico precursor (de derivación mantélica) como series anatócticas (o palingenéticas) de leucogranitos y granitos fuertemente peraluminicos, con variable grado de riqueza en material restítico (vease también Barbero & Villaseca, 1992). La etapa magmática principal del sector, que constituye el batolito del Sistema Central y la alineación granítica de Montes de Toledo, es, sin embargo, de carácter más tardío (granitoides post-pico metamórfico), y genera aureolas de contacto en las series metamórficas encajantes (granitoides de carácter más alóctono). El conjunto de series ígneas que intruyen con carácter más tardi-metamórfico será descrito a continuación, dada su mayor complejidad.

1.3.5.1 Sector de la Sierra de Guadarrama

En este sector del Sistema Central Español aflora un conjunto de plutones compuesto fundamentalmente por monzogranitos con granodioritas subordinadas y tonalitas-cuarzodioritas ocasionales (Aparicio *et al.*, 1975; Barrera *et al.*, 1981; Aparicio *et al.*, 1983). Todos estos materiales formarían una única asociación plutónica de carácter calcoalcalino (Aparicio *et al.*, 1983; Villaseca, 1985), generada mediante fusión parcial a partir de materiales híbridos (sedimentarios e ígneos) y diversificada composicionalmente por procesos de cristalización fraccionada durante su ascenso y emplazamiento (Aparicio *et al.*, 1975 y 1983). No obstante, en los últimos años diversos autores consideran la existencia de varias series plutónicas distintas en la Sierra de Guadarrama, unas, predominantes, de tipo peraluminico y otras, volumétricamente poco importantes, formadas por rocas plutónicas de afinidad calcoalcalina (Casillas & Peinado, 1987; Fúster & Villaseca, 1987; Ibarrola *et al.*, 1987; Casillas, 1989; Casillas *et al.*, 1989 y Villaseca *et al.*, 1993).

El grupo peraluminico varía desde monzogranitos y granodioritas hasta leucogranitos epi- o mesozonales. Dentro de él pueden distinguirse diversas series con variable grado de peraluminicidad, que transitan entre unos tipos de granitoides con cordierita accesoria y mayores valores del parámetro A/CNK (denominados series aluminicas por Casillas, 1989, o series PS por Villaseca *et al.*, 1993, y Villaseca & Barbero, 1994 b) y otra serie de granitoides con anfíbol y/o allanita accesoria, débilmente peraluminicos o metaluminicos (series alúmino-cafélicas de Casillas, 1989, o series PI de Villaseca *et al.*, 1993). Gran parte de los complejos plutónicos del sector tienen características intermedias entre ambos tipos (son granitoides biotíticos con un valor intermedio de peraluminicidad). Los minerales característicos de estos granitoides son biotita + cordierita \pm silicatos aluminicos en los tipos PS y biotita \pm anfíbol en los tipos PI. El proceso dominante en la evolución de este conjunto es la cristalización fraccionada. No obstante, las facies más félsicas de ambos tipos pueden presentar características minerales muy semejantes, con la presencia de granate y excepcional cordierita en algunos leucogranitos de las series PI (Villaseca & Barbero, 1994 b).

El grupo de afinidad calcoalcalina está compuesto por granodioritas, tonalitas y cantidades menores de gabros, dioritas y cuarzodioritas, emplazados también en niveles mayoritariamente epi- o mesozonales. Tienen carácter metaluminico, y sus minerales característicos son biotita, anfíbol y piroxeno. De igual modo, experimentan procesos de cristalización fraccionada, que contribuyen a su diversificación.

1.3.5.2 Sector de la Sierra de Gredos

Aunque son numerosos los estudios petrológicos realizados en Gredos desde los años setenta (Ugidos, 1973, 1974 a, b y c, 1976; Bea, 1976; Bea & Ugidos, 1976; Ugidos & Bea, 1976; Aparicio *et al.*, 1977; González Ubanell, 1982, entre otros), el principal trabajo de síntesis regional fue llevado a cabo por el Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca

(D.P.U.S., 1980). Basándose en criterios de clasificación principalmente químico-mineralógicos, establecieron la existencia de tres grandes grupos con connotaciones petrogenéticas: serie appinitica (intrusiones básicas), serie de granitoides de feldespato alcalino (granitos de dos micas o moscovíticos) y serie de granitoides de feldespato calcoalcalino, subdividida en facies biotíticas, biotítico-cordieríticas o biotítico-moscovíticas. Esta última es la serie más abundante en el sector de Gredos.

Profundizando en este sentido, Bea & Moreno-Ventas (1985 b) analizan el área centro-norte de la Sierra de Gredos (figura 1.3). Distinguen en la región, aparte del encajante metamórfico de alto grado, un grupo de rocas de afinidades granodioríticas y otro de granitoides de la serie de feldespato alcalino, ambos con características de tipos S. Dentro

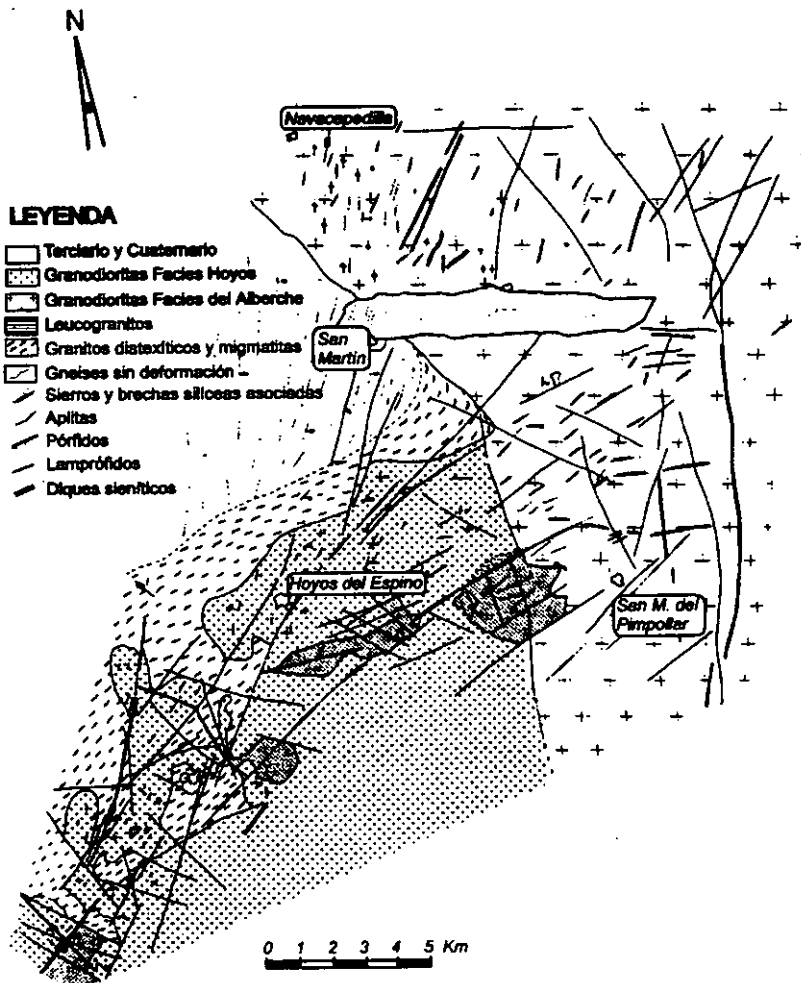


Figura 1.3: Esquema geológico de los alrededores de Hoyos del Espino, tomado de Bea & Moreno-Ventas, 1985 b.

del grupo granodiorítico definen dos facies, Hoyos del Espino y Alberche. La facies Hoyos del Espino, representada minoritariamente en la zona de estudio de la presente tesis, está formada por granodioritas biotíticas porfídicas de grano medio y grueso, con cordierita ocasional. Muestra como característica conspicua una fuerte foliación subhorizontal, atribuible a la F_2 hercínica. La facies Alberche, que constituye gran parte de los afloramientos del área de estudio, está formada por monzogranitos y granodioritas biotíticas de grano medio y grueso, a veces porfídicas. Pueden presentar foliación subvertical debida a la F_3 hercínica (Bea & Moreno-Ventas, 1985 b).

Paralelamente, Bea (1985) distingue en el sector centro-septentrional de la Sierra de Gredos cinco superficies (appinitica, Hoyos del Espino, Alberche, Plasencia y de feldespatos alcalinos), fusionando así en uno los criterios seguidos por el Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca (D.P.U.S., 1980) y la caracterización realizada por Bea & Moreno-Ventas (1985 a y b). La facies appinitica es de tipo I y derivación mantélica, mientras que el resto son granitoides de tipo S formados por rejuvenecimiento de material cortical, con escasa o nula participación mantélica.

Un nuevo modelo petrogenético ha surgido en los últimos años para el sector de Gredos. En él se tienen en cuenta fenómenos de hibridación magmática como responsables de la génesis de buena parte del plutonismo granítico del área (Castro *et al.*, 1991; Moreno-Ventas, 1991; Moreno-Ventas *et al.*, 1995).

Estos autores consideran en Gredos una intrusión de material básico de derivación mantélica dentro de una cámara anatética supracrustal, lo que provoca una mezcla entre tonalitas y granitos peraluminicos que da lugar a las granodioritas biotíticas de la región.

El modelo completo es desarrollado por Moreno-Ventas (1991), quien distingue en el área de Gredos una asociación alúmino-cafémica y otra aluminica.

La serie alúmino-cafémica está formada por rocas básicas (gabros y cuarzodioritas), enclaves microgranulares y granitos con enclaves microgranulares (biotíticos, biotítico-cordieríticos y anfibólicos). Tanto los enclaves como las rocas básicas derivan por fraccionación de una fuente mantélica cuya composición puede ser en parte modificada durante su ascenso cortical. Como consecuencia de una fusión parcial cortical, se producen materiales altamente peraluminicos (granitos biotítico-cordieríticos y leucogranitos peraluminicos). Posteriormente tiene lugar una hibridación entre esos fundidos corticales y los magmas cuarzodioríticos, generándose como resultado granitos biotíticos, anfibólicos y enclaves microgranulares.

El esquema geológico global contempla los siguientes aspectos: En etapas compresivas del orógeno hercínico se desarrolla una corteza continental engrosada, térmicamente anómala y con fusión parcial en dominios mesocorticales, como consecuencia de lo cual se generan los leucogranitos peraluminicos.

En etapas tardihercínicas se produce una relajación de esfuerzos, fracturación litosférica, adelgazamiento cortical y ascenso de magmas mantélicos hasta dominios mesocorticales, lo que conlleva una reactivación de los procesos anatéticos. Se establece así una cámara anatética mesocrustal zonada, con una parte inferior formada por materiales máficos y una superior con complejos migmatíticos reactivados. En la zona intermedia se producen fenómenos de hibridación, generándose granitos anfibólicos o biotíticos según el grado de participación de material mantélico.

Nuevos accidentes extensionales provocan el ascenso de granitoides desde la zona híbrida hasta niveles supracorticales, favoreciendo así la mezcla entre materiales graníticos y materiales migmatíticos supracrustales y generando nuevos granitoides anatéticos.

2. INTRODUCCION AL COMPLEJO PLUTONICO DE GREDOS ORIENTAL

2. INTRODUCCION AL COMPLEJO PLUTONICO DE GREDOS ORIENTAL

En el área oriental de Gredos, en el sector delimitado por el afloramiento metamórfico de La Cañada-Cebreros-El Tiemblo al E y el complejo anatético de la Peña Negra al O (ver figura 2.1), aflora un extenso conjunto de granitoides eminentemente tardicinemáticos con respecto a las fases deformativas principales de la orogenia hercínica (ver el mapa geológico en el anexo final). Está formado por dos grupos intrusivos que a su vez se subdividen en varios plutones, sobre los cuales intruye un conjunto filoniano posterior.

El primer grupo es el más antiguo y volumétricamente más importante (Herreros, 1995 y 1996 a) y será referido en adelante como complejo plutónico regional (CPR). Está constituido por monzogranitos exclusivamente biotíticos de tamaño de grano medio y grueso, en ocasiones porfídicos, con proporciones subordinadas de granodioritas y granitos s.s.. Intruye en forma de tres plutones, dos de los cuales presentan contactos graduales entre sí (Navalosa o NAVM + NAVP y Navacedilla o NAVC) siendo el tercero intrusivo en ellos (Navadijos o NAVD). Están variablemente afectados por una deformación poco penetrativa, nortada y subvertical, correspondiente a la F_4 hercínica. Su mineralogía consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales y apatito, circón e ilmenita como accesorios. Ocasionalmente se constata la presencia de otras fases, como pueden ser monacita, allanita o titanita. En su extremo occidental, en la zona de contacto con el complejo anatético de la Peña Negra y bordeando a éste, aflora una estrecha banda de granitoides biotítico-cordieríticos (granitoides de Barajas o BAR) que pueden corresponder a mezclas de fundidos y materiales migmatíticos con los monzogranitos regionales.

El segundo grupo considerado, o conjunto de plutones ácidos circunscritos (CPAC) (Herreros, 1996 b), corresponde a una serie de pequeñas intrusiones circunscritas emplazadas en distintos episodios y condiciones, pero con posterioridad a la consolidación del CPR. La denominación aquí adoptada, al no existir estudios previos en la mayoría de los casos, se basa en la proximidad a núcleos urbanos o, en su defecto, a vértices topográficos o parajes. Se incluyen los plutones de Venero Claro (VC), Garganta del Villar-La Serrota (GAR), San Juan de la Nava-El Barraco (SJ), Majadillas (MAJ), Los Boquerones (BOQ), Cuervo (CRV), San Martín de la Vega del Alberche (SMVA) y El Salobral (SLBR). Los rasgos comunes a todos ellos son su carácter intrusivo neto sobre el granitoide regional, la casi constante ausencia en la mayoría de foliaciones deformativas atribuibles a la cuarta fase hercínica y el predominio de litologías graníticas s.s., en tránsito gradual hacia términos leucograníticos y monzograníticos. En conjunto, su paragénesis ígnea está dominada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y porcentajes variables de biotita, cordierita (casi siempre en proporciones accesorias) y moscovita. Apatito, circón e ilmenita son los minerales accesorios comunes a todos los plutones del CPAC (salvo apatito, ausente en San Martín, y circón, ausente en Majadillas), mientras que la monacita es aún más escasa y no siempre está presente. El plutón

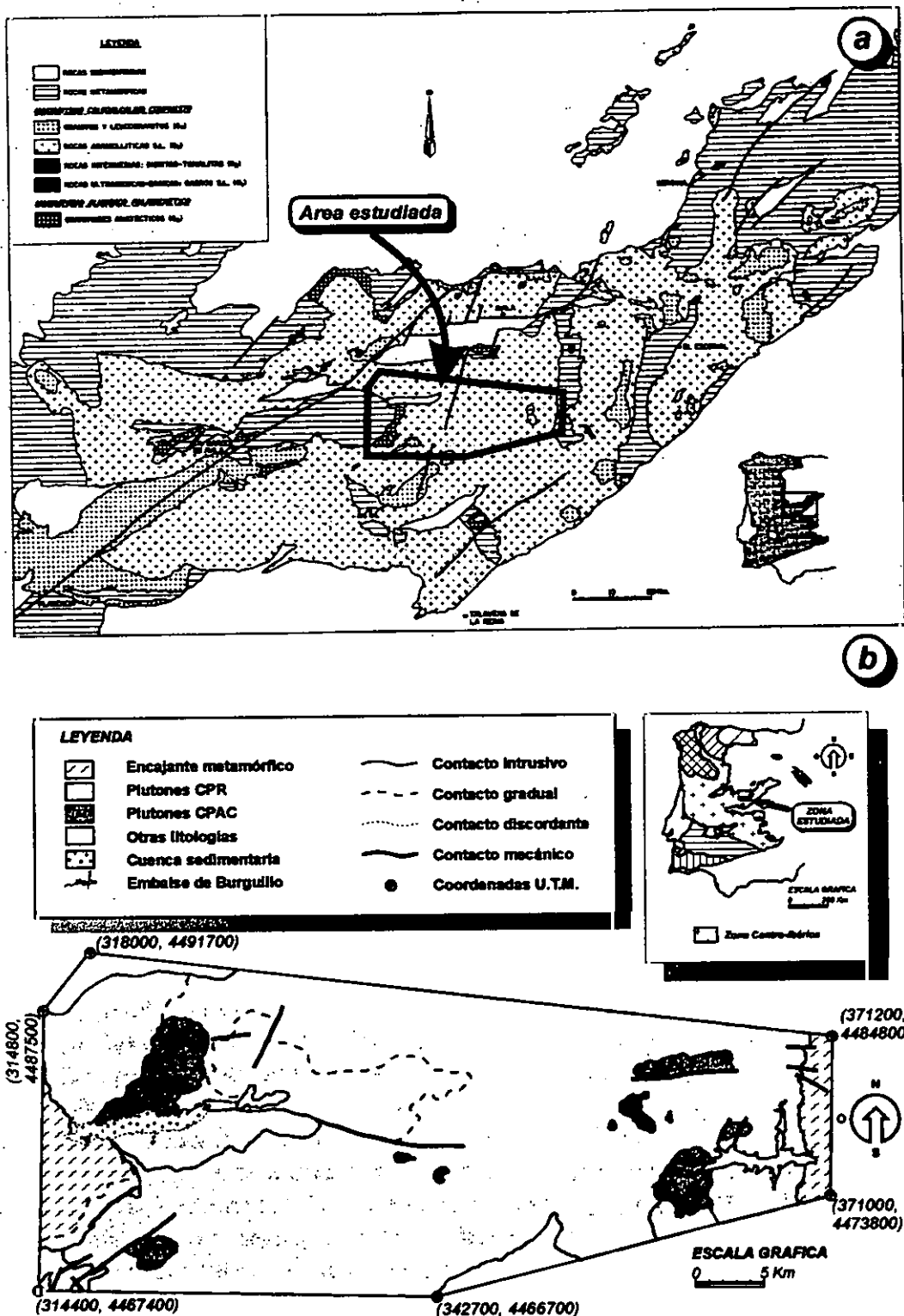


Figura 2.1: a) Esquema geológico del Sistema Central Español basado en D.P.U.S. (1980) y Aparicio *et al.* (1975). b) Esquema geológico simplificado del área de estudio (modificado de Herreros, 1996 a).

de Garganta presenta, además, andalucita y rutilo en cantidades accesorias, y el de El Salobral tiene turmalina ocasional.

Ninguno de estos plutones provoca la aparición de aureolas de metamorfismo de contacto sobre el granitoide regional, debido a que sus etapas de intrusión no están muy separadas temporalmente. No obstante, no se trata, como es lógico dada la extensión del área, de una intrusión simultánea. Por una parte, la separación temporal entre las dos unidades intrusivas, aunque restringida, es clara, pues en ningún caso existen relaciones de contacto graduales entre los miembros del segundo y del primer grupo. Por otra parte, y dentro de cada uno de ellos, también se observa una cierta diacronía. Los plutones del CPR se distinguen fundamentalmente por la diferente intensidad de los efectos de la cuarta fase deformativa hercínica, siendo mayor en el plutón de Navacepedilla. En el CPAC, y considerando sectores cercanos entre sí, puede observarse un cambio en el estilo de las relaciones plutón-encajante granítico, no justificable por variaciones en el nivel estructural de emplazamiento del granitoide encajante, sino más bien por ligeros desfases temporales en las edades de intrusión de los plutones del CPAC.

El conjunto de diques posiblemente desligado de los episodios graníticos, o posteriores a la formación de los complejos plutónicos estudiados en esta región, está formado por diques de pórfidos, microdioritas, sienitas y diques de cuarzo. De entre ellos, estos últimos son los más ampliamente representados, estando repartidos por toda la zona, y son precisamente los más modernos, pues en ocasiones cortan a los anteriores.

Los diques de pórfido granítico tienen orientaciones variables entre N65°E y N120°E, siempre con buzamientos subverticales. Suelen dar lugar a anomalías morfológicas positivas, como es el caso del conjunto de diques que aflora en la cuerda de la Sierra de la Paramera, con dirección media E-O. Las potencias oscilan entre 2 y 15 m. Cuando son superiores a 5 m, pueden observarse en el dique dos facies, una central de tamaño de grano más grueso y una marginal de tamaño de grano fino, en tránsito gradual con aquélla. En la facies central, de textura porfídica, se distingue una matriz de tamaño de grano medio formada por cuarzo y feldespato alotriomorfos y biotita subidiomorfa, en la que destacan agregados de cuarzo subredondeados entre 0.2 y 1.5 cm de diámetro, agregados de biotita de 3-4 mm y, en ocasiones, fenocristales de feldespato potásico subidiomorfos de 2.5 x 0.75 cm y de anfíbol de 1.5 x 1 cm. La facies de borde muestra textura equigranular con tamaño de grano medio a fino y está compuesta por cuarzo y feldespato alotriomorfos, biotita individualizada subidiomorfa y ocasionalmente anfíbol. Diques de este mismo tipo, que forman complejos haces filonianos E-O atravesando el Sistema Central Español, han sido estudiados en detalle por Huertas & Villaseca (1994).

Los diques microdioríticos tienen orientaciones en torno a N90°-110°E en los plutones del CPR o N160°E en el plutón de Garganta del Villar-La Serrota, único granitoide del CPAC en el que intruyen este tipo de litologías filonianas. Son siempre subverticales, y sus potencias oscilan entre varios decímetros y 1 m. Presentan una matriz de color verde oscuro y tamaño de grano fino en la que destacan fenocristales subidiomorfos de biotita, anfíbol y,

ocasionalmente, piroxenos. Al microscopio muestran textura porfídica de grano fino, y su mineralogía principal está formada por hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, apatito, minerales opacos y biotita. En determinados diques hay, además, clinopiroxenos de tipo diópsido-augita. Los minerales accesorios son cuarzo y, en el caso de las microdioritas con piroxeno, biotita, mientras que la mineralogía secundaria incluye clorita, sericita y carbonatos. La matriz, de tamaño de grano fino, está formada por cristales de clinoanfíbol de tipo hornbléndico y color marrón, con hábitos subidiomorfos, plagioclasa idiomorfa o subidiomorfa fuertemente sericitizada, feldespato potásico alotriomorfo e intersticial, apatito acicular, minerales opacos alotriomorfos y escasos cuarzo, clorita y biotita subidiomorfos o alotriomorfos. Sobre esta matriz destacan fenocristales seriados (desde tamaños de grano medios a gruesos) de clinopiroxeno idiomorfo o subidiomorfo, con zonado concéntrico y texturas en *sinneusis*, y otros actualmente reemplazados por feldespato potásico y clorita que debieron corresponder a antiguos feldespatos con inclusiones de micas. Este tipo de diques es abundante en el Sistema Central Español y suele ser acompañante de los diques porfídicos anteriormente descritos (Huertas & Villaseca, 1994).

Los diques sieníticos tienen orientaciones entre N-S y N30°E, aunque es posible encontrar alguno según N100°E. En todos los casos son subverticales. Sus potencias son por término medio decimétricas, pero en ocasiones alcanzan magnitudes de hasta 8 m. Son rocas de textura microporfídica con fenocristales milimétricos de feldespatos, anfíbol y biotita. Al microscopio muestran una textura afieltrada de grano fino, formada por feldespato potásico, plagioclasa, minerales opacos y cuarzo como minerales principales, biotita como fase accesoria y moscovita, sericita, clorita, epidota y óxidos de hierro como productos secundarios. La matriz está constituida por un entramado de cristales subidiomorfos rectangulares de feldespato potásico y plagioclasa albitica que muestran una orientación preferente y una intensa sericitización, minerales opacos subidiomorfos dispersos y agregados policristalinos de cuarzo intersticial. Con carácter accesorio hay cristales de tamaño de grano fino de biotita subidiomorfa dispuestos paralelamente a la orientación general de la roca e intensamente reemplazados por clorita y epidota, y moscovita subidiomorfa de tamaño de grano fino. Su carácter geoquímico es alcalino, claramente contrastado con la afinidad calcoalcalina y peraluminica de los sistemas filonianos previos (Villaseca *et al.*, 1992).

Los diques de cuarzo tienen por direcciones preferentes las NE-SO, aunque varían entre N-S y N120°E, con buzamientos muy elevados. Sus potencias, altamente variables, son desde centimétricas hasta del orden de 8-10 m. En ocasiones varios diques pueden coalescer, provocando pequeños resaltes topográficos similares a los conocidos en regiones cercanas como «sierros». Los diques de cuarzo suelen asociarse a sistemas de fracturación desarrollados bajo un régimen frágil, a lo largo de los cuales el granitoide encajante experimenta una intensa cataclasis. Están formados por cuarzo, rara vez con cantidades accesorias de sulfuros de tipo pirita.

3. CARACTERISTICAS LITOLOGICAS

3. CARACTERISTICAS LITOLOGICAS

3.1 COMPLEJO PLUTONICO REGIONAL (CPR)

El conjunto regional de granitoides está formado por tres plutones monzograníticos (Navacepedilla o NAVC, Navalosa y Navadijos o NAVD) y un cuarto (Barajas o BAR) que puede considerarse como una facies de transición entre el CPR y el dominio migmatítico de la Peña Negra. El plutón de Navalosa, formado por dos facies (común o NAVM y porfídica o NAVP), presenta la mayor extensión de afloramiento en el sector estudiado y transita gradualmente al granitoide de Navacepedilla (NAVC), restringido al extremo noroccidental de la zona. Ambos son bastante similares en sus características petrográficas, diferenciándose, como se ha mencionado, gracias a la mayor intensidad que los efectos de la F_4 hercínica muestran en el plutón de Navacepedilla. Estos dos monzogranitos intruyen en conjuntos plutono-metamórficos previos (migmatitas de la Peña Negra, granodioritas de Hoyos del Espino u HOES y granitoides inhomogéneos asociados) o metamórficos (La Cañada-Cebreros-El Tiemblo) y son, a su vez, intruidos por una serie de granitoides más tardíos que constituyen el CPAC. El plutón de Navadijos intruye al plutón de Navalosa en el sector occidental de la zona. A pesar de su relación de intrusividad, ha sido incluido en el CPR por su similitud litológica y petrográfica con los granitoides de Navalosa y Navacepedilla y por considerarse que constituye una unidad plutónica perteneciente a él.

El afloramiento plutónico de Barajas (BAR) está situado en la zona de contacto entre los granitoides del complejo plutónico regional (Navalosa y Navadijos) y el complejo anatético de la Peña Negra. Es intruido por aquéllos, y se trata de una facies de transición entre los granitoides regionales y las migmatitas de la Peña Negra. En sectores adyacentes, las litologías de este tipo muestran una amplia representación (granitoides inhomogéneos asociados a la granodiorita de Hoyos del Espino), sobre todo en el extremo meridional (Bea, 1985; Bea & Moreno-Ventas, 1985 a y b; Castro *et al.*, 1991; Moreno-Ventas, 1991) y, en menor proporción, en el occidental (Pereira, 1992; I.T.G.E., en preparación, c).

3.1.1 AFLORAMIENTO PLUTONICO DE BARAJAS (MONZOGRANITO BIOTITICO PORFIDICO DE GRANO MEDIO CON CORDIERITA; BAR)

Este afloramiento plutónico se sitúa al O y al N de la localidad de Barajas, de la que toma su nombre. Forma una orla de varios centenares de metros de potencia aparente en torno al complejo anatético de la Peña Negra, en su extremo suroriental, en el contacto entre este dominio migmatítico y el complejo plutónico de Navalosa. La superficie de afloramiento ocupa unos 10 Km² en la zona de estudio.

No presenta contraste morfológico con las litologías adyacentes (complejo anatóctico por el O y granitoide de Navalosa por el E). Sus afloramientos tienen una morfología suave, alomada, y un característico tono de alteración rojizo, equiparable en todo punto al aspecto que presentan los dominios migmatíticos.

Ugidos & Bea (1978) citan la existencia en la zona de Barco de Avila-Piedrahita de facies cordieríticas de la serie calcoalcalina tardía en transición con el encajante migmatítico-diatexitico, que pueden considerarse equivalentes a estos granitoides.

Según Bea & Moreno-Ventas (1985 a y b), forman parte de la serie de granitoides de feldespatos alcalinos. Constituyen un grupo heterogéneo de granitos diatexiticos, autóctonos o subautóctonos, con gran cantidad de xenolitos metamórficos y de prismas de cordierita ortomagmática. Presentan algunos enclaves básicos. Muestran una foliación subvertical, habitualmente N-S, y frecuentes cizallas subverticales dextrógiras. Son posteriores a la facies Hoyos del Espino y previas a los leucogranitos alcalinos, mientras que su relación con la facies Alberche no ha podido ser precisada.

Posteriormente, Moreno-Ventas (1991) considera que el tipo litológico que nos ocupa pertenece al grupo de granitoides calcoalcalinos con enclaves microgranudos, y dentro de él al subgrupo biotítico ± cordierita. El tipo Barajas equivaldría a las facies cordieríticas de este subgrupo, que están espacialmente relacionadas con las nebulitas de la Peña Negra, frente a las que presentan contactos transicionales en unas ocasiones e intrusivos o mecánicos en otras. Contiene abundantes enclaves de naturaleza restítica y metasedimentarios, siendo poco frecuentes los enclaves microgranudos.

En la memoria geológica de la hoja número 555 (Navatalgordo; I.T.G.E., en preparación, c) se incluye este afloramiento en el grupo de granitoides inhomogéneos cordieríticos, caracterizados por un tamaño de grano entre 2 y 7 mm, textura plagiomórfica y presencia de biotita y cordierita como minerales ferromagnesianos característicos.

3.1.1.1 Aspectos macroscópicos

Los granitoides de Barajas son monzogranitos biotíticos porfidicos de grano medio con cordierita. Afloran en la zona de contacto entre el dominio migmatítico de la Peña Negra y el monzogranito del plutón de Navalosa (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

En la zona estudiada, el contacto con las rocas migmatíticas es transicional, aunque en áreas vecinas (al NNO de Hoyos del Espino) presenta carácter intrusivo sobre los materiales migmatíticos. En zonas cercanas a las migmatitas, el monzogranito puede presentar bolsadas irregulares de borde difuso de leucogranitos moscovíticos con abundante cordierita (hasta un 10% en volumen). Son frecuentes los *resisters* centimétricos de cuarzo, segregados subelípticos

compuestos exclusivamente por este mineral y cuyo límite frente al monzogranito es neto. También contiene algunos enclaves microgranudos recrystalizados.

Por otra parte, el contacto oriental, frente a los monzogranitos biotíticos (complejo plutónico de Navalosa) y con los monzogranitos biotíticos porfídicos (plutón de Navadijos), es de carácter intrusivo; los monzogranitos que lo circundan pueden incluir enclaves del granitoide de Barajas. En la zona de Peña Aguda el contacto es mecánico, marcado por una fractura subvertical de dirección NE-SO, que aparece sellada por un dique de cuarzo.

La matriz de estas rocas es equigranular y con carácter plagidiomorfo. Su tamaño medio de grano oscila alrededor de los 2 mm, presentando un rango de variación entre los 0.5 y los 4 mm. Está formada por cuarzo, plagioclase, feldespato potásico, biotita, cordierita y moscovita.

Texturalmente (ver foto 3.1) destaca la presencia de megacristales de feldespato potásico, que confieren al granitoide un aspecto porfídico. Estos megacristales presentan sección rectangular alargada. Sus dimensiones varían entre 0.5 x 1 cm y 1.5 x 5 cm, siendo más abundantes los de tamaños de 1 x 2-3 cm. Excepcionalmente pueden encontrarse de hasta 2 x 8 cm. En roca fresca presentan un color blanco, con una leve tonalidad rosácea. La densidad de megacristales se sitúa en torno a un megacrystal cada 5 cm, aunque en zonas densamente porfídicas puede llegar a ser de uno cada 2-3 cm.

El cuarzo suele presentar tamaños medios de grano entre 2 y 3 mm. No son raros los individuos con formas subredondeadas que destacan en la matriz y que pueden alcanzar hasta 8 mm de diámetro.

La plagioclase adopta morfologías subidiomorfas o idiomorfas, con tamaños de 1 x 1.5 mm.

La biotita está, en general, bastante individualizada, aunque también puede formar agregados policristalinos elongados, siempre inferiores a 10 mm.

La cordierita es bastante frecuente, pero siempre aparece en proporciones subordinadas a la biotita. Forma agregados subprismáticos entre 5 y 10 mm de dimensión máxima (excepcionalmente pueden alcanzar los 20 mm) que siempre están reemplazados intensamente por un entramado de micas verdes. Son especialmente abundantes en zonas cercanas a los afloramientos migmatíticos.

La moscovita, de carácter ocasional y tardío, presenta tamaños inferiores a 1.5 mm. Aparece frecuentemente asociada a cristales de biotita.

Los enclaves que contiene este granitoide son escasos. Pueden ser enclaves de cuarzo, enclaves micáceos, xenolitos metamórficos (más abundantes hacia el contacto con las

migmatitas), microgranudos oscuros y de otros granitoides (monzogranito biotítico-cordierítico y granodiorita biotítica con cordierita). Los enclaves de monzogranito son menos porfídicos, menos cordieríticos y con más enclaves microgranudos que el granitoide que los engloba. Conservan restos de una orientación tectónica y no se ha encontrado un equivalente regional de este tipo de enclaves graníticos. Los enclaves de granodiorita se encuentran fuera de la zona estudiada, en las cercanías de Hoyos del Espino, y corresponden a la facies Hoyos del Espino (definida por Bea & Moreno-Ventas, 1985 a y b).

La orientación del monzogranito de Barajas es fundamentalmente de flujo, marcada por megacristales de feldespato potásico. Puede ser paraconcordante con la estructuración local del dominio anatético (N35°E/50°SE, paralela al bandeado de segregación cuarzo-feldespático de las migmatitas), o discordante (N155°E a N165°E y buzando 20°S). Localmente presenta superpuesta una foliación tectónica poco penetrativa, denotada por orientación de biotitas según las mismas directrices que el flujo magmático.

3.1.1.2 Aspectos microscópicos

La roca presenta una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio con carácter porfídico, debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico y fenocristales seriados en tamaño de plagioclasa. Sobre la textura ígnea se superpone una foliación tectónica poco penetrativa marcada por biotita, moscovita y, en ocasiones, cordierita.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios presenta cordierita, minerales opacos, apatito y circón y, con carácter secundario, moscovita, clorita y sericita.

El cuarzo suele constituir agregados policristalinos de contorno irregular, con tamaños entre 1 y 2.5 mm, formados por individuos de bordes suturados. También puede formar agregados subredondeados, de carácter policristalino y con bordes suturados, que destacan en la matriz. En general presenta una extinción ondulante direccional, concordante con la estructuración general de la roca (ver foto 3.2). Como inclusiones, puede aparecer dentro de megacristales de feldespato potásico en forma de individuos subidiomorfos, o en pseudomorfos de cordierita como gotículas equidimensionales que no llegan a sobrepasar los 0.5 mm. En menor proporción constituye, junto con plagioclasa, mirmequitas desarrolladas alrededor de cristales de plagioclasa, sobre todo frente a feldespato potásico.

El feldespato potásico puede aparecer formando megacristales o en la matriz. Los megacristales son generalmente subidiomorfos. El rango de tamaños varía desde 0.5 hasta 5 cm de dimensión máxima. Su contorno está ligeramente indentado con los cuarzos y plagioclasas de la matriz. El maclado es poco acentuado y en general obedece a la ley de Karlsbad. Presenta sistemas subparalelos de pertitas anastomosadas muy finas, de tipo *film*, aunque en menor proporción pueden encontrarse pertitas de tipo *braided*, *patch* y vein (según

la nomenclatura utilizada por Smith & Brown, 1988). Tiene inclusiones de biotita, plagioclasa, cuarzo subidiomorfo y cuarzo goticular. Muestra una fracturación paralela a la estructuración de la roca. Tanto estas fracturas como la mayoría de los bordes de grano están sustituidos por un agregado de microcristales de moscovita \pm cuarzo (ver foto 3.3). En los contactos entre granos de feldespato potásico suelen desarrollarse cordoncillos formados por cristales de albita de grano fino.

Cuando el feldespato potásico forma parte integrante de la matriz, tiene un carácter claramente intersticial frente a plagioclasa, biotita, cordierita y algunos cuarzoes. Su rango de tamaños oscila entre 0.25 y 3 mm, siendo promediable en torno a los 1.5-2 mm. No está maclado y las pertitas, muy escasas, son finas y anastomosadas, de tipo *film*. Puede incluir cuarzoes subidiomorfos y pequeños cristales de plagioclasa de borde difuso. En ocasiones está fragmentado en sugranos cuyos bordes muestran sustituciones por un agregado moscovítico de grano fino.

La *plagioclasa* presenta una distribución de tamaños seriada, desde 0.8 hasta 2.5 mm, predominando el rango entre 1.5 y 2 mm. Generalmente es subidiomorfa o idiomorfa. El maclado es polisintético, aunque en ocasiones desarrolla primero un maclado simple al que se superpone el polisintético. Los planos de macla pueden aparecer combados debido a la deformación. Rara vez se llegan a desarrollar maclas mecánicas. Igualmente ocasionales son las texturas en *sinneusis*. El zonado, casi siempre muy tenue, es continuo. Frecuentemente muestra un borde albitico, lo suficientemente fino como para no desdibujar el carácter subidiomorfo de los cristales. Frente a feldespato potásico puede desarrollar texturas de borde mirmequíticas, constituidas por albita y cuarzo. Puede contener inclusiones de biotita idiomorfa a subidiomorfa, opacos y circón.

La *biotita* puede formar cristales individualizados, agregados policristalinos e inclusiones en otras fases minerales. También hay biotitas secundarias formando parte de pseudomorfos sobre antiguas cordieritas.

Los cristales individualizados, subidiomorfos o alotriomorfos, muestran una seriación de tamaños entre 0.5 y 3 mm y definen una tenue foliación deformativa de origen tectónico. Presentan flexiones y pueden estar afectados por fracturas de intensidad variable. La alteración más usual consiste en un reemplazamiento interfoliar por moscovita, acompañado de una exolución de minerales opacos alotriomorfos que quedan incluidos en este último mineral. La cloritización es muy leve.

Los agregados biotíticos se disponen orientados según la foliación de la roca (ver foto 3.4). Están formados por varios cristales con signos evidentes de deformación (flexiones y ahusamientos). Sobre ellos pueden crecer pequeños cristales subidiomorfos indeformados con orientaciones diversas, tanto de biotita como de moscovita y minerales opacos. Muy ocasionalmente muestran una sustitución total por biotitas subidiomorfas de grano muy fino.

Tanto los cristales de biotita individualizados como los agregados y las biotitas que crecen sobre ellos presentan un intenso pleocroísmo, que oscila entre marrón rojizo y pardo amarillento claro. Pueden incluir apatitos de sección prismática gruesa y corta, circones y minerales opacos primarios idiomorfos o subidiomorfos.

Otra modalidad textural de aparición de la biotita es en forma de inclusiones inferiores a 0.3 mm en cristales de plagioclasa o en megacristales de feldespato potásico. Muestran el mismo pleocroísmo que las biotitas de la matriz, pero son más tendentes al idiomorfismo y están poco o nada deformadas.

Por último, hay cristales de biotita de aspecto textural postmagmático que forman parte, junto con moscovita, de pseudomorfos sobre antiguas cordieritas. En este ámbito pueden distinguirse varios tipos de biotita (de tonalidades verdosa, anaranjada y marrón).

La biotita verdosa presenta pleocroísmo débil que varía entre verde pardo y verde amarillento claro. Está intercrecida fascicularmente con moscovita. Forma parte de un entramado de cristales tabulares finos que reemplaza totalmente a la cordierita, conservando la morfología externa de ésta.

La biotita de tonalidades anaranjadas es totalmente alotriomorfa, y sólo se encuentra en el seno de algunos de los agregados pseudomórficos mencionados.

Finalmente, la biotita marrón, minoritaria, es similar a la de la matriz, y adopta la forma de cristales subidiomorfos que tienen continuidad más allá de los límites del pseudomorfo. Posiblemente no sean cristales secundarios de biotita, sino cristales incluidos por la cordierita.

La cordierita aparece siempre totalmente sustituida por un entramado de biotita verde y moscovita, junto con biotita anaranjada y sericita. Puede incluir algún mineral opaco subidiomorfo o alotriomorfo primario. La morfología de los pseudomorfos varía desde subprismática hasta subredondeada, elongada paralela a la fábrica tectónica de la roca. Su tamaño oscila entre 1 y 8 mm, predominando el intervalo de 2-4 mm. Es de destacar que, como se irá viendo, las cordieritas de los granitoides de Gredos oriental están siempre totalmente reemplazadas, y que este proceso genera en primer lugar el crecimiento de micas moscovíticas y biotíticas, que pueden posteriormente ser retrogradadas a productos cloríticos.

Los minerales opacos pueden encontrarse, con carácter primario, dispersos en la matriz, incluidos en plagioclasa o incluidos en biotita, teniendo hábitos que varían de subidiomorfos a alotriomorfos. También son bastante frecuentes como producto secundario formado en el proceso de moscovitización de la biotita. El rango de tamaños oscila entre 50 y 200 μm .

El apatito adopta la forma de prismas gruesos y cortos. Suele estar incluido en biotita o en plagioclasa. El tamaño medio es de 150 μm .

El circón presenta morfologías subredondeadas y tamaños del orden de 50 μm . Está incluido sobre todo en biotita, y produce sobre ella el desarrollo de halo pleocroico. En menor proporción está incluido en plagioclasa.

La moscovita muestra siempre carácter textural secundario. Se pueden diferenciar cuatro tipos texturales, previamente descritos, según se asocie a biotita, a plagioclasa, a feldespato potásico o a pseudomorfos de cordierita.

La sericita se encuentra en zonas alteradas de plagioclases o de pseudomorfos de antigua cordierita, en forma de pequeños cristales subidiomorfos a alotriomorfos que crecen orientados al azar.

La clorita es poco frecuente. Reemplaza parcialmente a algunas biotitas, e incluye minerales opacos alotriomorfos, producto de la reacción de cloritización. Es alotriomorfa, y se dispone en las zonas marginales de los cristales de biotita.

3.1.2 PLUTÓN DE NAVACEPEDILLA (MONZOGRAFITO BIOTÍTICO PORFÍDICO DE GRANO GRUESO; NAVC)

El plutón de Navacepedilla se sitúa en el extremo noroccidental de la zona estudiada, ocupando una superficie de 74 Km^2 cuyos vértices vienen marcados por las localidades de Villafranca de la Sierra (NO), San Martín de la Vega del Alberche (SO), Cepeda la Mora (SE) y Pradosegar (NE). Queda localizado, por tanto, en la zona de unión entre las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000 de Santa María del Berrocal (529), Piedrahita (554), Navatagordo (555) y Vadillo de la Sierra (530). Toma su nombre de la población de Navacepedilla de Corneja, situada en su extremo occidental.

El modelado geomorfológico provoca que este granitoide aflore formando un paisaje en berrocal, con bolos subparalelepípedicos de dimensiones métricas (ver foto 3.5).

El plutón de Navacepedilla no ha sido individualizado hasta la actualidad, a partir de la elaboración del Mapa Geológico Nacional del sector.

Bea & Moreno-Ventas (1985 b) incluyen la superficie ocupada por este plutón en el dominio de la facies Alberche, indicando en su esquema cartográfico una mayor presencia de foliaciones subverticales en las cercanías de Navacepedilla de Corneja que en el resto del área de afloramiento de dicha facies.

Por el contrario, en las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 números 554 (Piedrahita) y 555 (Navatagordo) (I.T.G.E., en preparación, c y d) sí se delimita claramente la extensión del plutón, indicando su presencia en la de Santa María del Berrocal

(529). Se incluye en el grupo de granitoides tardicinemáticos y postcinemáticos, posteriores a la F_3 hercínica, denominándolo monzogranito de grano grueso biotítico porfídico o facies Navacepedilla. Como características principales, se destaca la abundancia de megacristales de feldespato potásico, entre 3 y 5 cm, que suelen definir una orientación nortada subvertical, el tamaño de grano grueso para la matriz y la frecuente existencia de enclaves microgranudos tonalíticos.

3.1.2.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de Navacepedilla está formado por monzogranitos biotíticos de grano grueso y porfídicos, con una distribución irregular de megacristales de feldespato potásico y de biotita. En general es más densamente porfídico que el plutón de Navalosa.

En su extremo occidental intruye en el complejo anatético de la Peña Negra y en la granodiorita de Hoyos del Espino. Por el este, entra en contacto con los plutones de Navalosa y de Garganta del Villar (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3), mientras que su límite septentrional viene marcado por un conjunto de granitoides postcinemáticos cuyo estudio excede los objetivos de la presente tesis y que han sido tratados en los Mapas Geológicos Nacionales a escala 1:50000 números 529 (Santa María del Berrocal) y 530 (Vadillo de la Sierra). Los afloramientos más meridionales del monzogranito de Navacepedilla se sitúan en el borde norte de la pequeña cuenca sedimentaria de San Martín de la Vega del Alberche, cuyo relleno (I.T.G.E., en preparación, c) es fundamentalmente cuaternario, aunque existen pequeños asomos de sedimentos terciarios.

El contacto con las migmatitas de la Peña Negra es claramente intrusivo y neto. Estas, en las inmediaciones del contacto, presentan zonas con inyecciones de geometría irregular y composición monzogranítica-leucogranítica que son fácilmente interpretables como asociadas a la intrusión del plutón de Navacepedilla.

El contacto con el plutón de Navalosa es de tipo gradual. En la zona de contacto aflora un monzogranito que presenta características comunes a ambos plutones, como es la presencia de dos poblaciones de megacristales de feldespato potásico, una de geometría aproximadamente equidimensional (típica de la facies porfídica del complejo plutónico de Navalosa) y otra más tendente a formas tabulares alargadas (propia del monzogranito de Navacepedilla). El tránsito desde este monzogranito «mixto» hacia los granitoides de Navacepedilla y de Navalosa tiene lugar a lo ancho de una banda de unos 300 m de anchura, lo que indica un contacto de tipo gradual entre los dos plutones. Todo ello sugiere un mínimo desfase temporal en cuanto al momento de emplazamiento para dichos granitoides. A falta de dataciones radiométricas en el plutón de Navacepedilla, lo único que puede decirse es que éste es ligeramente más antiguo que el plutón de Navalosa, pues la cuarta fase deformativa hercínica se manifiesta con mayor intensidad en aquél.

El contacto del plutón de Navacepedilla con los granitoides postcinemáticos situados al norte y con el plutón de Garganta del Villar situado en su extremo oriental es en ambos casos de tipo intrusivo. La foliación tectónica patente en el plutón de Navacepedilla es cortada bruscamente por los contactos, lo que excluye cualquier tipo de relación gradual. Además, pueden reconocerse enclaves centimétricos de borde neto del monzogranito de Navacepedilla en los granitoides de Garganta del Villar y en los postcinemáticos septentrionales.

La única facies presente en el plutón de Navacepedilla está representada por un monzogranito biotítico porfídico de tamaño de grano grueso y ocasionalmente medio (ver foto 3.6). El carácter porfídico es debido a la abundancia de megacristales de feldespato potásico, que por término medio es de uno cada 3-5 cm, aunque es de destacar que esta distribución es irregular, siendo muy frecuentes las acumulaciones en zonas irregulares decimétricas de megacristales de feldespato potásico prácticamente en contacto unos con otros. Por otro lado, se trata de un porfidismo claramente contrastado, con megacristales de bordes netos, no indentados a simple vista con la matriz. Sus secciones son típicamente rectangulares alargadas, de dimensión media 3 x 1 cm, aunque no es raro que alcancen tamaños de 7 x 2 cm. La relación entre eje largo y eje corto es normalmente de 3:1, aunque en casos excepcionales el alargamiento de los cristales puede llegar a dar relaciones de 6:1. Su color es blanco con un ligero tono rosado, salvo en zonas de episienitización, relacionadas con fracturas, en las que la coloración rosada se hace más intensa.

Junto con la variación en el porfidismo, otro aspecto textural que contribuye a la heterogeneidad de este monzogranito es la distribución de la biotita. Esta puede constituir cristales inferiores a 3 mm o presentarse en agregados de morfología irregular inferiores a 5 mm. Localmente, la biotita puede acumularse en bandas no muy contrastadas, de potencias centimétricas, que en ocasiones definen un *pseudo layering* pero que en la mayoría de los casos son de tipo *schlieren*, situadas en la cercanía de megaenclaves tonalíticos o cuarzodioríticos parcialmente asimilados por el granitoide y relacionadas con flujos magmáticos. El contenido medio de biotita en el monzogranito de Navacepedilla es de un 6-9 %, mayor que en el plutón de Navadijos (3-8 % en su facies común) y menor que en el plutón de Navalosa (9-13 % por término medio en su facies común). No obstante, presenta grandes variaciones locales, desde zonas empobrecidas en biotita, con porcentajes inferiores al 2 %, hasta zonas con acumulaciones, en las que se pueden alcanzar proporciones muy superiores a la media del granitoide.

El cuarzo suele constituir agregados de tamaño de grano grueso, de geometría variable.

La plagioclasa forma en su mayoría cristales alotriomorfos entre 2 y 5 mm de tamaño medio. Tan sólo en algún afloramiento del sector septentrional del plutón muestra una tendencia leve a adquirir morfologías subidiomorfos.

Los enclaves que contiene el plutón de Navacepedilla son fundamentalmente de tipo microgranudo oscuro, en ocasiones porfídicos, encontrándose con mucha menor frecuencia enclaves de esta naturaleza con índice de color intermedio y, en escasos afloramientos, enclaves micáceos.

Los enclaves microgranudos oscuros son por lo general elongados y de dimensiones centí o decimétricas. Su abundancia es muy variable, pero casi siempre están presentes. Su borde frente al granitoide es neto, aunque observándolo en detalle puede apreciarse una ligera indentación de escala milimétrica con los componentes mineralógicos del monzogranito encajante. Su textura es equigranular con tamaño de grano fino. Ocasionalmente presentan texturas microporfídicas en las que destaca la existencia de fenocristales de cuarzo alotriomorfo de hasta 1 cm y de feldespato potásico idiomorfo o subidiomorfo de hasta 1.5 cm. Es frecuente que las zonas de borde de los enclaves sean ligeramente más biotíticas que las zonas internas.

Dentro de este grupo de enclaves merecen especial atención los situados en el sector centro-occidental del plutón, en las inmediaciones de Navacepedilla de Corneja, que pueden alcanzar dimensiones métricas. Son de composición tonalítica o cuarzodiorítica, geometría lenticular y tamaño de grano medio (2-3 mm). Presentan fenocristales de feldespato potásico rectangulares alargados de hasta 4 x 1 cm que definen estructuras de flujo magmático (ver foto 3.7). Los bordes de estos megaenclaves son difusos, y pueden prolongarse dentro del monzogranito en forma de bandas biotíticas irregulares generadas por desmembramiento del enclave.

Los enclaves microgranudos con índice de coloración intermedio son agregados centimétricos de biotita, feldespato y, en menor proporción, cuarzo alotriomorfos. Su sección es subcircular, y el borde está indentado con el monzogranito encajante, por lo que contrastan menos que los enclaves microgranudos oscuros.

Los enclaves de tipo micáceo pueden considerarse francamente escasos. Se localizan tan sólo en un sector reducido situado a 1.5 km al oeste de Cepeda la Mora. Su geometría es lenticular y el tamaño es del orden de 2-4 cm.

La orientación de flujo magmático, condicionada por la deformación regional, que presenta el monzogranito de Navacepedilla (ver figura 3.1, a) se manifiesta en forma de alineación de megacrístales de feldespato potá-

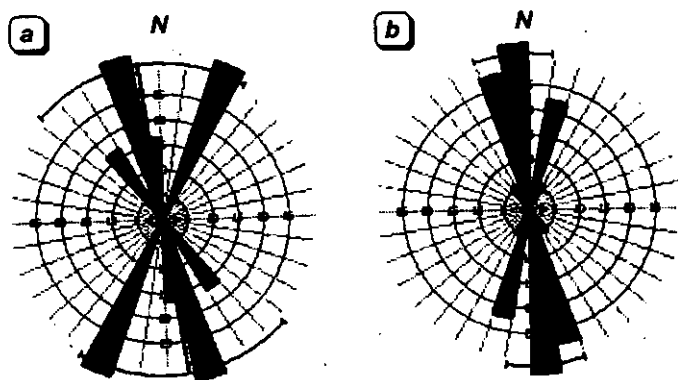


Figura 3.1: Orientaciones de flujo magmático (a) y tectónicas (b) atribuibles a la F_4 en el plutón de Navacepedilla.

sico y, ocasionalmente, de enclaves microgranudos. Oscila entre N320°E y N30°E, con buzamientos subverticales salvo en el sector centro-occidental del plutón, cerca del contacto con las migmatitas, donde adquiere orientaciones N-S con buzamientos tendidos (entre 10° y 20°) hacia el O. Ello sugiere la posibilidad de que el plutón de Navacepedilla haya tenido como techo en su emplazamiento al sector oriental del complejo anatético de la Peña Negra.

En la mayoría de los afloramientos, la orientación de flujo magmático está parcialmente enmascarada por una foliación de carácter tectónico generalmente no muy penetrativa y marcada por la disposición paralela de megacrístales de feldespato potásico, enclaves, biotitas recrystalizadas y agregados policristalinos de cuarzo. Adopta direcciones norteadas con elevados buzamientos (mayores de 70°, generalmente entre 80° y 90°) tanto al E como al O (ver figura 3.1, b). La dispersión de dichas direcciones en torno al valor central es muy baja, al igual que las foliaciones de F_4 medidas en el otro plutón de la zona de estudio que también es sincinemático respecto a esta fase deformativa hercínica (plutón de Navalosa). La coincidencia entre las direcciones de las orientaciones de flujo y las tectónicas lleva a la conclusión de que el plutón de Navacepedilla experimentó una intrusión sincinemática con respecto a la F_4 .

El sistema de fracturación que se desarrolla sobre el plutón de Navacepedilla está representado por dos conjuntos. El más antiguo de ellos está formado por fracturas de dirección media NE-SO con elevados buzamientos (entre 65° y 90°) al SE. En los casos en que se ha podido determinar el sentido del movimiento, ha sido detectado un comportamiento de desgarre senestral. Este sistema de fracturación suele conllevar rellenos de potencias milimétricas de cuarzo + epidota, y en algún caso está asociado a fenómenos de episienitización del granitoide en bandas paralelas a las fracturas y de potencias decimétricas. Es aprovechado en parte por diques leucograníticos para su inyección.

Con posterioridad se desarrolla un sistema de fracturación en condiciones netamente frágiles, formado por diaclasas sin relleno agrupables en dos familias, una de dirección NNE-SSO y otra ESE-ONO. La primera presenta buzamientos subverticales, mientras que la segunda es más variable, con buzamientos comprendidos entre 40°N y 50°S. Ambas suelen provocar una intensa cataclasis en el granitoide. Alguna de las fracturas subverticales de la familia ESE-ONO es aprovechada por diques de microdiorita para su emplazamiento.

El cortejo filoniano relacionado con el plutón de Navacepedilla es similar al existente en el plutón de Navalosa. Está formado principalmente por diques de leucogranito biotítico, en ocasiones con moscovita. De potencias centimétricas, muestran orientaciones diversas comprendidas entre N50°E y N125°E, aunque la mayoría se sitúa entre N85°E y N110°E. Son generalmente subverticales, de trazado rectilíneo y borde neto. Están formados por un agregado cuarzo-feldespático de grano medio o fino en el que destacan cristales milimétricos subidiomorfos de biotita y, ocasionalmente, moscovita.

3.1.2.2 Aspectos microscópicos

Los monzogranitos del plutón de Navacedilla presentan una textura porfídica de grano medio a grueso. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Con carácter accesorio están presentes apatito, circón, minerales opacos primarios y monacita, mientras que las fases minerales secundarias son sericita, clorita, minerales opacos secundarios, prehnita, moscovita, feldespato potásico, clinozoisita, epidota y rutilo sagénico.

El cuarzo forma agregados policristalinos de dimensiones muy variables, frecuentemente entre 4 y 7 mm, cuya geometría es irregular o subredondeada. Los contactos entre los cristales que forman un mismo agregado están ligeramente indentados; pero en las muestras más intensamente deformadas los límites de grano están suturados, apreciándose una total recrystalización direccional de los agregados de cuarzo, que adoptan en estos casos morfologías de tendencias vagamente ahusadas (ver foto 3.8).

Como inclusiones, el cuarzo contiene biotita y plagioclasa subidiomorfos o alotriomorfos, generalmente inferiores a 1 mm, y con mucha menor frecuencia feldespato potásico y minerales opacos alotriomorfos, prismas aciculares de apatito y circones subidiomorfos menores que 120 μm . A su vez, puede estar incluido en feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En ocasiones puede dar lugar a texturas mirmequíticas en los bordes de cristales de plagioclasa incluidos en feldespato potásico.

El feldespato potásico puede formar megacristales o bien cristales alotriomorfos intersticiales. En general su abundancia es mayor que en plutones como los de Navadijos o Navalosa.

Los megacristales muestran secciones rectangulares alargadas por lo general del orden de 3 x 1 cm. Sus bordes se indentan con los demás cristales de la matriz. Presentan maclado en enrejado ocupando la práctica totalidad del cristal, y también maclado según la ley de Karlsbad (ver foto 3.9); son raros los individuos carentes de estos dos tipos de maclas. El sistema peritítico está bien desarrollado en los megacristales y es de tipo *patch* y *vein*. En relación con él puede generarse un ligero punteado sericitico. Otra característica muy frecuente es la abundancia de inclusiones de plagioclasa idiomorfa o subidiomorfa. Estas plagioclasas suelen ser inferiores a 0.7 mm y presentan maclado simple o polisintético, zonado continuo difuso y núcleo sericitizado.

Los cristales intersticiales de feldespato potásico muestran también con mucha frecuencia maclado en enrejado, maclado de Karlsbad, perititas tipo *vein* y *patch* e inclusiones de plagioclasa. Además, en los contactos entre granos de feldespato potásico puede formarse albíta intergranular.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos con un rango continuo de tamaños desde menos de 0.7 mm para las incluidas en feldespato potásico hasta 6 mm. Los

zonados más frecuentes son el continuo y el oscilatorio difuso, aunque también están presentes individuos con zonado concéntrico o en parches hacia el núcleo y continuo hacia el borde. Los cristales suelen presentar maclado polisintético y/o simple. Ocasionalmente las maclas se ajustan a la ley de la periclina. También es usual encontrar agregados de cristales formando texturas en *sinneusis*.

Frente al feldespato potásico, las plagioclasas suelen desarrollar un borde alotriomorfo albítico con intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo (ver foto 3.10). Estas relaciones texturales son muy comunes en las plagioclasas incluidas en megacristales de feldespato potásico. En ocasiones la plagioclase puede provocar fenómenos de corrosión sobre bordes de biotita, desarrollando un borde albítico alotriomorfo en el que quedan atrapados minerales opacos y circones previamente incluidos en la biotita.

Las inclusiones contenidas en plagioclase son biotitas subidiomorfas o alotriomorfas inferiores a 0.3 mm, circón, monacita y minerales opacos menores que 90 μm y escasos cuarzos alotriomorfos y apatitos prismáticos de hasta 50 μm .

La alteración más frecuente de estos feldespatos consiste en una sericitización preferentemente en las zonas de núcleo de los cristales, que implica neoformación de sericita, prehnita y, ocasionalmente, clinozoisita y moscovita alotriomorfa. Otro tipo de reemplazamiento, menos corriente, es la sustitución parcial de plagioclase por parches de feldespato potásico alotriomorfo, que tiene siempre lugar en relación con zonas intensamente sericitizadas.

En zonas deformadas, la plagioclase suele presentar ligeras flexiones en los planos de maclado polisintético, e incluso llegan a desarrollarse sobre ella maclas mecánicas y poligonizaciones incipientes, cuya consecuencia es la formación de subgranos a partir de un único cristal.

La biotita puede aparecer como cristales subidiomorfos o alotriomorfos, inferiores a 3 mm, o bien forma parte de agregados biotíticos de geometría irregular, menores de 5 mm. En ambos casos muestra un pleocroísmo que varía desde pardo amarillento hasta castaño rojizo intenso.

Los agregados policristalinos biotíticos pueden formarse por coalescencia de varios cristales (ver foto 3.11), aunque es igualmente frecuente que el mecanismo generador de agregados sea la fracturación y recristalización-poligonización de un único cristal previo. En las muestras más deformadas pueden observarse claros ejemplos de fragmentación incipiente de un monocristal de biotita, produciéndose subgranos delimitados por minerales opacos secundarios alotriomorfos y moscovita neoformados como consecuencia de esa fragmentación y recristalización (ver foto 3.12).

Las inclusiones contenidas en la biotita, tanto en agregados como en cristales individualizados, son de apatito, circón, minerales opacos primarios y monacita. El apatito

forma cristales idiomorfos o subidiomorfos de dimensiones y secciones muy variadas, desde prismas aciculares inferiores a $90 \times 20 \mu\text{m}$ hasta prismas gruesos de $210 \times 150 \mu\text{m}$. El circón varía de alotriomorfo a subidiomorfo prismático alargado, con desarrollo de halo pleocroico y tamaños menores que $150 \mu\text{m}$. Los minerales opacos primarios suelen estar incluidos dentro de biotita y no en los contactos entre cristales de agregados biotíticos. Son subidiomorfos o alotriomorfos y muestran tamaños generalmente inferiores a $150 \mu\text{m}$. La monacita es escasa, y forma cristales subidiomorfos inferiores a $90 \mu\text{m}$ con desarrollo de halo pleocroico.

La alteración que con mayor frecuencia tiene lugar en las biotitas es la cloritización. Muestra intensidad muy variable y suele progresar desde los bordes hacia el interior del cristal o a favor de los planos de exfoliación. En ocasiones la transformación a clorita se ve acompañada de nucleación de minerales opacos secundarios y rutilo sagenítico, o de reemplazamiento parcial por ortosa secundaria (ver foto 3.13). Rara vez la cloritización está asociada a neoformación de clinozoisita-epidota.

El otro tipo de reemplazamiento de biotitas, que tiene lugar con mayor intensidad en las rocas más deformadas, es la recrystalización de los bordes del cristal a un agregado de moscovita y minerales opacos subidiomorfos.

Los minerales accesorios que contienen los monzogranitos del plutón de Navacepedilla son apatito, circón, minerales opacos primarios y monacita.

El apatito es el más abundante de todos ellos, y suele estar incluido en biotita, aunque fuera de ésta es donde alcanza mayores dimensiones (prismas de hasta $450 \times 150 \mu\text{m}$ incluidos en feldespato potásico intersticial).

El circón es subidiomorfo o alotriomorfo y está preferentemente incluido en biotita, o en otras fases minerales.

Los minerales opacos de origen primario, son subidiomorfos o alotriomorfos. Pueden estar incluidos en biotita o en plagioclase, presentando tamaños generalmente inferiores a $150 \mu\text{m}$ aunque excepcionalmente pueden alcanzar $750 \mu\text{m}$.

La monacita es el mineral más escaso de todos los accesorios. Suele presentar hábitos subidiomorfos y está incluido en biotita, con desarrollo de halo pleocroico, y en plagioclase.

3.1.3 COMPLEJO PLUTÓNICO DE NAVALOSA (MONZOGRANITO BIOTÍTICO CON MEGACRISTALES / PORFÍDICO; NAVM / NAVP)

Los granitoides de Navalosa son los que ocupan la mayor parte del área de estudio (821 Km^2 , frente a una superficie total del sector de 1131 Km^2), extendiéndose de E a O desde

el afloramiento metamórfico de La Cañada-Cebreros-El Tiemblo hasta el complejo anatético de la Peña Negra, y de N a S desde el Valle de Amblés hasta las estribaciones septentrionales de la Sierra de Gredos. Sus límites sobrepasan la zona estudiada, y es el granitoide encajante de la mayoría de los plutones tardihercínicos del área. Toma su nombre de la localidad de Navalosa, cerca de la cual pueden observarse sus características más representativas. Si bien es cierto que este plutón presenta un cierto grado de diversidad textural, los datos obtenidos en los estudios de campo realizados permiten considerarlo como una masa plutónica integrada por diversas facies.

En las zonas de mayor cota (Sierra de la Paramera) este granitoide presenta morfologías de berrocales con bloques subparalelepípedicos de dimensiones métricas (ver foto 3.14), mientras que en áreas topográficamente más bajas el paisaje generado adopta formas de lanchares tendidos con superficies del orden de la decena de metros cuadrados y, localmente, morfologías en «dorso de ballena» (ver foto 3.15).

En los trabajos realizados hasta la fecha por diversos autores, el complejo plutónico de Navalosa ha sido incluido en agrupaciones generales (granitoides de la serie híbrida de Capdevila *et al.*, 1973; granito biotítico de González Ubanell, 1977; granitoides de feldespato calcoalcalino de D.P.U.S., 1980) o bien ha sido dividido en varios plutones (adamellitas de grano medio porfídicas y granodioritas foliadas de Aparicio *et al.*, 1975; facies Hoyos del Espino y facies Alberche de Bea & Moreno-Ventas, 1985, a y b).

En las hojas del Mapa Geológico Nacional 555 y 556, I.T.G.E. (en preparación, d y e) denomina a este complejo plutónico «granodioritas/monzogranitos biotíticos porfídicos», haciendo hincapié en el hecho de que este grupo está formado por un conjunto de granodioritas-monzogranitos biotíticos de tamaño de grano medio a grueso y porfídicos, a los que se asocian en proporciones claramente subordinadas granodioritas-monzogranitos biotíticos con megacrístales escasos y granodioritas-monzogranitos heterogéneos con un grado de porfidismo variable, además de frecuentes enclaves microgranudos.

3.1.3.1 Aspectos macroscópicos

El complejo plutónico de Navalosa está formado por monzogranitos y granodioritas subordinadas, con megacrístales o porfídicos y de tamaño de grano medio a grueso. Pueden distinguirse dos facies (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3), la facies común (742 Km² de afloramiento) o de grano medio a grueso, con megacrístales, y, ocupando menor superficie de afloramiento, la facies porfídica, de grano grueso (79 Km²). El tránsito entre ambas es gradual, tendiendo la última a ser más frecuente en el sector noroccidental del plutón.

Al NO de la localidad de Navalacruz existe un megaenclave (2 Km²) de granitoides inhomogéneos de grano medio-fino con megacrístales de feldespato potásico dispersos.

El contacto del plutón de Navalosa con el complejo metamórfico de La Cañada-Cebreros-El Tiemblo es netamente intrusivo y discordante. Aunque los materiales metamórficos presentan una esquistosidad de orientación media N-S y con elevados buzamientos al O, *grosso modo* paralela al plano del contacto, a escala de afloramiento puede observarse cómo en las cercanías al granitoide la foliación de los materiales metamórficos es interrumpida por la intrusión granítica. Esta provoca una intensa corneanización sobre las metapelitas biotíticas en una banda cuya anchura desde la zona del contacto puede estimarse en unos 600-800 m. La intrusión del plutón de Navalosa tiene lugar, pues, con posterioridad al metamorfismo regional y a las principales fases deformativas en este sector.

El contacto meridional del granitoide, frente a la granodiorita de Hoyos del Espino y a los granitoides inhomogéneos asociados a ella, no presenta buenos afloramientos en el área estudiada, debido a la densidad de la fracturación tardihercínica y a la meteorización y desarrollo de suelos. No obstante, a 2 Km al S de Navarredonda de Gredos y a 1 Km al NO y 3 Km al SE de Villanueva de Avila, el plutón de Navalosa contiene enclaves decimétricos de la granodiorita de Hoyos, con bordes difusos y parcialmente asimilados por el granitoide de Navalosa. Ello evidencia el carácter intrusivo de este último respecto a la granodiorita de Hoyos del Espino. La misma conclusión es obtenida si tenemos en cuenta los estilos deformativos de ambos plutones. Mientras que la facies Hoyos del Espino muestra frecuentemente foliaciones subhorizontales bien desarrolladas atribuibles a la F_3 hercínica, éstas están ausentes en el plutón de Navalosa, afectado fundamentalmente por foliaciones norteadas y subverticales de intensidad muy variable pero generalmente débiles y causadas por la cuarta fase de deformación hercínica.

En el extremo occidental, el plutón de Navalosa entra en contacto con los granitoides de Barajas, Navacedilla y Garganta del Villar. Este último intruye al CPR, y es de carácter tardicinemático respecto a la F_4 hercínica. A 2 Km al NE del vértice de La Serrota, el leucogranito de Garganta del Villar presenta un contacto sinuoso frente al plutón de Navalosa, conteniendo enclaves centimétricos de éste último de bordes redondeados y difusos.

La ***facies común*** del plutón de Navalosa está formada por monzogranitos y granodioritas subordinadas. Presenta textura inequigranular con tamaño de grano medio a grueso, oscilando entre 2 y 8 mm y promediable entre 3 y 5 mm (ver foto 3.16). Está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Presenta frecuentes megacristales de feldespato potásico, aunque sólo en determinadas ocasiones puede ser calificada de netamente porfídica. La separación entre dichos megacristales es generalmente mayor que 10 cm, superando en ocasiones los 40 cm en afloramientos con escasos megacristales. La distribución cartográfica de áreas porfídicas, en las cuales la separación entre megacristales de feldespato potásico es inferior a 10 cm (normalmente uno cada 5 cm) es irregular, encontrándose en ocasiones tránsitos graduales a escala de afloramiento entre zonas porfídicas y zonas con megacristales más espaciados.

La forma que presentan los megacristales de feldespato potásico es subrectangular, con dimensiones entre 1.5 x 0.7 cm y 8 x 3 cm, siendo más frecuentes los tamaños de 3 x 1.5 cm (ver foto 3.17). Su color es blanco salvo en zonas de fracturación, en las que adquieren un tono rosado, y contrastan poco respecto a la matriz de la roca. Los cristales de dimensión máxima superior a 4 cm pueden presentar ocasionalmente texturas Frasl.

Los cristales de cuarzo suelen formar agregados policristalinos irregulares de tamaño de grano medio, aunque en ocasiones adoptan geometrías subredondeadas. Su tamaño varía entre 2 y 12 mm, siendo promediable en el intervalo 3-7 mm.

La plagioclasa es normalmente alotriomorfa, con tamaño de grano medio entre 2 y 5 mm. Tan sólo al E del Cerro Navalayegua, en las cercanías del afloramiento de la facies porfídica, puede mostrar hábitos subidiomorfos o alotriomorfos, confiriendo a la roca un cierto carácter textural plagidiomorfo.

La biotita forma agregados de contorno irregular y pequeño tamaño (2-4 mm), dando el aspecto de estar homogéneamente repartida. Más escasos son los cristales individualizados, generalmente subidiomorfos y de tamaño de grano fino a medio, inferiores a 3 mm. Ocasionalmente se constatan heterogeneidades en la distribución de la biotita, consistentes en la disminución de su abundancia en bolsadas y bandas pegmatíticas en tránsito gradual con el monzogranito de Navalosa. El contenido de biotita en la facies común oscila entre el 3% y el 14%, siendo más frecuente el intervalo 9-13%.

Los enclaves son mayoritariamente de tipo microgranudo, aunque también están representados tipos micáceos, metamórficos y de otros granitoides.

Los enclaves microgranudos son por lo general frecuentes, aunque su distribución es altamente irregular, siendo escasos los afloramientos sin este tipo de enclaves. Rara vez se acumulan en bandas, por lo general más félsicas que el granitoide circundante y de contorno irregular. Los enclaves muestran secciones de geometría subelíptica, con una relación entre ejes que varía desde 4:1 para los más elongados hasta 1.5:1 para los más redondeados, siendo más frecuentes las relaciones 2:1. Su tamaño según el eje mayor es del orden de 6-10 cm, aunque los valores extremos son 2 cm y 70 cm. El tamaño de grano es medio o fino, entre 4 y 1 mm, pudiendo contener en ocasiones fenocristales subidiomorfos de feldespato y cuarzo entre 3 y 10 mm (ver foto 3.18). El borde de los enclaves microgranudos es neto en los más oscuros y difuso, indentado a pequeña escala con el granitoide encajante, en los más claros, presentando éstas dimensiones inferiores a 10 cm. La mayor parte de estos enclaves se disponen paralelamente a la orientación del granitoide que los contiene, y no presentan estructuración interna.

Los enclaves de tipo micáceo son muy escasos, encontrándose sólo en contados afloramientos. Están formados por agregados biotíticos de contorno irregular y tamaños del orden de 2-4 cm, aunque pueden variar entre 1 y 10 cm.

Los enclaves metamórficos son también poco abundantes. Sus tamaños más frecuentes oscilan entre 2 y 4 cm, aunque excepcionalmente pueden llegar a alcanzar los 20 cm. Están representados por metapelitas biotíticas, cuarzo-anfibolitas y migmatitas. Suelen mostrar una esquistosidad principal con espaciados milimétricos definida por bandas ricas en biotita y bandas más cuarzo-feldespáticas, que en ocasiones está replegada por una esquistosidad de crenulación (ver foto 3.19).

En cuanto a enclaves de otros tipos de granitoides, en el extremo meridional del plutón de Navalosa aparecen enclaves decimétricos de bordes difusos de granodiorita biotítica perteneciente a la facies Hoyos del Espino. También en el extremo suroccidental del plutón de Navalosa están presentes enclaves centimétricos del monzogranito biotítico con cordierita de Barajas.

La facies porfídica, de tamaño de grano grueso, aparece en diversos afloramientos dentro del plutón de Navalosa, siendo más frecuente en el sector noroccidental (ver foto 3.20). El contacto con respecto a la facies común es de tipo gradual salvo por su límite sur, marcado por la fractura de Navalacruz. Excepto ahí, el tránsito de la facies común a la porfídica viene condicionado por un aumento progresivo en el tamaño de grano y en la cantidad de megacristales de feldespato potásico y una disminución en el contenido en biotita. Sus características minerales son, pues, en todo semejantes a las descritas para la facies común.

Los enclaves que contiene la facies porfídica son, igualmente, de tipo microgranudo, con escasa presencia de tipos micáceos y de otros tipos de granitoides. Estos últimos están representados por el megaenclave del NO de Navalacruz, formado, como se ha mencionado, por granitoides inhomogéneos de grano medio-fino con megacristales de feldespato potásico dispersos. Sus minerales característicos son biotita, en mayor porcentaje que moscovita, ambas homogéneamente distribuidas, además de sillimanita fibrosa y pseudomorfs de cordierita formados por un agregado de micas verdes y blancas. Tiene a su vez enclaves micáceos y metamórficos crenulados restíticos y pueden distinguirse restos de anfibolitas y metapelitas. Presenta localmente una foliación tectónica de orientación N120°E/30°SO. Litológicamente es muy similar al tipo de granitoides asociados a la facies Hoyos del Espino que afloran al SO de la zona estudiada.

La orientación de flujo magmático en el plutón de Navalosa, tanto en la facies común como en la porfídica, es poco patente. Se manifiesta por una alineación de megacristales de feldespato potásico y de enclaves, y varía esencialmente entre N290°E y N40°E, con una media cercana a los N340°E pero con una amplia dispersión de valores (ver figura 3.2 a). Los buzamientos son siempre elevados, en su mayoría entre 90° y 70° hacia el E. El estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética realizado en este plutón (García *et al.*, 1995) demuestra que la facies común presenta una estructuración magmática concordante con la de la facies porfídica.

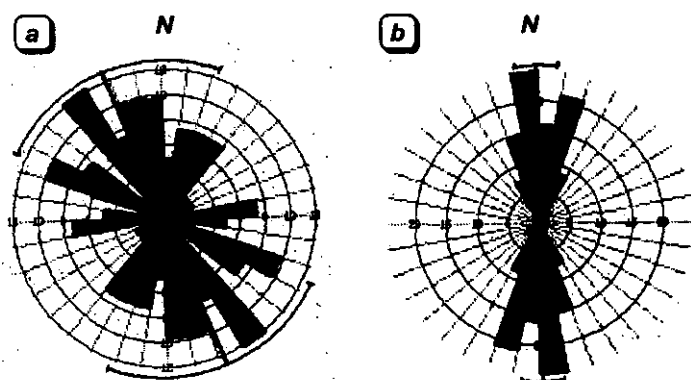


Figura 3.2: Orientaciones de flujo magmático (a) y tectónicas (b) atribuibles a la F_4 en el granitoide de Navalosa.

La foliación tectónica es por lo general poco intensa pero casi siempre está presente. Consiste en una recristalización direccional de biotita, reorientación de enclaves microgranudos y en un estiramiento de megacrístales de feldespato potásico y de agregados de cuarzo, que puede llegar localmente a provocar morfologías ahusadas. La orientación media se sitúa en torno a N-S, con un rango estrecho de variación entre N340°E y N20°E y

valores muy poco dispersos (ver figura 3.2 b). Los buzamientos son elevados, entre 75° (tanto hacia el E como hacia el O) y subverticales. Esta foliación es atribuible a la cuarta fase de deformación hercínica. En algún caso se observa cómo esta F_4 provoca un suave plegamiento de escala decimétrica a métrica y planos axiales subverticales y norteados sobre una foliación previa, subhorizontal o con bajos buzamientos al NE, posiblemente debida a bandeados de flujo magmático.

De carácter claramente posterior a las foliaciones mencionadas son una serie de cizallas, dúctiles o frágiles, que se desarrollan sobre el granitoide de Navalosa. Las dúctiles consisten en bandas anastomosadas muy localizadas, de potencias mili- a centimétricas, en las que el tamaño de grano de la roca es inferior al milímetro y que rodean fragmentos del granitoide con recristalización ahusada de mica y feldespatos. Pueden ser dexas o senestras, independientemente de su dirección. Los desgarres frágiles consisten en corredores de trituración, de potencias métricas, a favor de los cuales se produce una intensa cataclasis del granitoide. La directriz predominante de esta red de fracturación es E-O, subvertical o con buzamientos al N superiores a 30°, siendo minoritarias las orientaciones N30°-120°E, también subverticales o con elevados buzamientos (entre 75° y 80°) hacia el SE.

El plutón de Navalosa está cortado por diques de diversas litologías. Los relacionados con el magmatismo granítico son de leucogranito biotítico ± moscovita. Otros diques, desligados genéticamente y más tardíos, son de cuarzo, pórfido granítico, microdiorita y pórfido sienítico.

Los diques de leucogranito biotítico tienen por directrices preferentes las E-O y las NO-SE, con menor representación de orientaciones NE-SO y N-S. La traza del contacto con el granitoide encajante es rectilínea y neta y las potencias oscilan entre 1 dm y 1 m. Generalmente muestran una matriz con textura aplítica formada por cuarzo y feldespato

alotriomorfos de grano fino en la que destacan biotitas individualizadas subidiomorfos de tamaños entre 1 y 3 mm. Solamente en uno de estos diques se ha encontrado cordierita, en agregados milimétricos.

Los diques de leucogranito biotítico con moscovita muestran orientaciones variables entre N15°E y N150°E, generalmente subverticales. En su mayoría están constituidos por una matriz cuarzo-feldespática aplítica que contiene biotita y moscovita en proporciones similares y de tamaños de grano desde menos de 1 mm hasta 2-3 mm. El contacto es neto y rectilíneo, y la potencia oscila entre varios centímetros y 10 m. Su presencia queda restringida a la mitad oriental del plutón de Navalosa.

3.1.3.2 Aspectos microscópicos

Las dos facies principales del plutón de Navalosa, la facies común y la porfídica, presentan características microscópicas bastante similares, diferenciándose fundamentalmente en el tamaño de grano, mayor en la facies porfídica, y por el contenido en biotita, menor en dicha facies, en la cual tiende más frecuentemente a formar agregados. La allanita y la titanita, minerales ambos de aparición ocasional, son algo más frecuentes en la facies porfídica, aunque dado su carácter accesorio no resultan ser un criterio especialmente significativo a la hora de diferenciar entre sí ambas facies. Describiremos, pues, ambas facies graníticas conjuntamente.

La textura común es inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano medio, con porfidismo conferido por la presencia de megacristales de feldespato potásico. Su paragénesis ígnea está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales, siendo apatito, circón, minerales opacos y monacita los accesorios más comunes. La allanita puede ser considerada como ocasional, no sobrepasando nunca porcentajes accesorios.

El cuarzo forma agregados policristalinos constituidos por individuos alotriomorfos. Su tamaño medio oscila entre 0.5 y 3 mm, aunque pueden llegar a alcanzar 10 mm en la facies porfídica. En ocasiones adopta morfologías subredondeadas. Es frecuente que los individuos que constituyen esos agregados presenten bordes suturados y extinción ondulante direccional, reflejo de la deformación tardihercínica experimentada por estos granitoides (ver fotos 3.21 para la facies común y 3.22 para la facies porfídica).

Como inclusiones, puede estar contenido en plagioclasa, feldespato potásico y, ocasionalmente, en biotita, siempre con tamaños de grano inferiores a 0.2 mm. Dentro de los megacristales de feldespato potásico puede adoptar hábitos subidiomorfos.

El feldespato potásico puede encontrarse de forma intersticial o como megacristales. En el primero de los casos se adapta a la morfología de cristales previos de biotita, plagioclasa y cuarzo. El contacto frente a estos minerales es neto, salvo en el caso de ciertas plagioclasas,

que desarrollan un fino borde albítico alotriomorfo de trazado sinuoso ante el feldespato potásico y ocasionalmente texturas mirmequíticas (ver foto 3.23). Puede presentar macla en enrejado débil e irregularmente definida y las pertitas, no siempre presentes, son de tipo *film* y en menor proporción de tipo *patch*. En ocasiones muestra texturas poiquíticas; en individuos alotriomorfos de hasta 3 mm que engloban pequeños cristales de biotita, cuarzo, apatito, minerales opacos, plagioclasa y moscovita, de dimensiones inferiores a 1 mm.

Cuando constituye megacristales, el feldespato potásico adopta hábitos subidiomorfos subrectangulares, de dimensión media 3 x 1.5 cm, aunque el tamaño máximo es 8 x 3 cm. Suelen tener macla simple de dos individuos, mientras que la macla en enrejado es más ocasional y no llega a ocupar la totalidad del megacristal. El sistema pertítico está bien desarrollado, y es de tipo *film*, *vein* y, en porcentajes subordinados, *patch* y *braided* (ver foto 3.24). El borde de los megacristales tiene un trazado irregular, englobando numerosos cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo, lo cual provoca que a simple vista no estén muy contrastados frente a la matriz de la roca (ver foto 3.25).

La plagioclasa en general forma parte de la matriz, aunque también está incluida en megacristales de feldespato potásico. En la matriz varía entre subidiomorfa y alotriomorfa, con tamaños entre 1 y 12 mm, aunque el rango más frecuente es 2-5 mm (ver foto 3.26). El maclado más usual es el polisintético, aunque también puede presentar macla simple de dos individuos sobre cada uno de los cuales se desarrolla maclado polisintético. Igualmente escaso es el maclado según la ley de la periclina. Rara vez hay ausencia de maclado. El zonado suele ser continuo bien marcado u oscilatorio difuso. En este último caso, el núcleo puede presentar zonado en parches, quedando el zonado oscilatorio relegado a las zonas media y externa del cristal y apreciándose la existencia de zonas reabsorbidas. El zonado oscilatorio es más frecuente en los individuos con maclado polisintético débilmente definido o ausente. Los cristales de plagioclasa a menudo presentan un fino borde albítico alotriomorfo, que está mejor desarrollado frente a feldespato potásico. Ocasionalmente este borde puede tener intercrecimientos mirmequíticos formados por cuarzo simplectítico, siempre frente a feldespato potásico. Son frecuentes las agrupaciones de varios cristales para dar lugar a texturas en *sinneusis*. Las inclusiones contenidas en plagioclasa son mayoritariamente de cristales subidiomorfos o alotriomorfos de biotita, aunque también están presentes en menores proporciones pequeños cristales de apatito acicular o prismático alargado, circón prismático alargado, cuarzo alotriomorfo y minerales opacos alotriomorfos.

La alteración que presentan los cristales de plagioclasa es una sericitización. Normalmente se concentra en la zona interna de los cristales, y consiste en un reemplazamiento por un agregado de pequeños cristales subidiomorfos o alotriomorfos de sericita, prehnita, clinozoisita y moscovita. El grado deformativo que muestra esta fase mineral es leve, variando desde nulo hasta ligeros combamientos de los planos de maclado polisintético (ver foto 3.27) o, en casos excepcionales, desarrollo de maclación mecánica.

La *biotita* forma agregados irregulares (más frecuentes en la facies porfídica) o cristales subidiomorfos o alotriomorfos. En ambos casos muestra un pleocroísmo intenso, desde pardo amarillento claro hasta castaño rojizo intenso. Los agregados varían en tamaño desde 1 hasta 4 mm, siendo el rango más frecuente 2-3 mm. Tienen geometría irregular y están formados por varios individuos subidiomorfos o alotriomorfos. En el caso de que el agregado se haya formado por yuxtaposición de cristales de biotita (ver foto 3.28), los contactos entre individuos son netos, y el agregado puede incluir, además de biotita, minerales opacos subidiomorfos o alotriomorfos primarios. Hay allanita metamictica y titanita alotriomorfa como inclusiones en algunos agregados biotíticos de la facies porfídica. Cuando los agregados proceden de la polygonización de cristales previos de biotita, los límites de subgrano suelen ser difusos y suturados a pequeña escala, marcados por una fina banda discontinua de opacos \pm cuarzo \pm moscovita.

Los cristales individualizados de biotita varían entre 200 μ m y 3 mm. Son subidiomorfos o alotriomorfos, presentando los inferiores a 0.5 mm una acusada morfología subidiomorfa.

La biotita puede aparecer incluida en cristales de feldespato potásico, plagioclasa y, más raramente, cuarzo. A su vez, contiene inclusiones de apatito, circón, minerales opacos primarios, plagioclasa y monacita. El apatito incluido en biotita presenta un amplio rango de variación en tamaños, desde 100 x 20 μ m para prismas aciculares hasta 300 x 70 μ m para prismas de sección gruesa. En algún caso pueden encontrarse secciones basales de apatito de hasta 300 μ m de diámetro. El circón forma prismas alargados o secciones equidimensionales inferiores a 120 μ m, en ocasiones con zonación interna y siempre con un importante desarrollo de halo pleocroico. Los minerales opacos primarios relacionados con biotita varían de subidiomorfos a alotriomorfos, y están incluidos dentro de cristales de esta mica o bien se sitúan en los contactos entre individuos de agregados biotíticos. La monacita es mucho más escasa que el circón, pero también puede encontrarse incluida en biotita y con tamaños inferiores a 100 μ m.

La alteración más frecuente de la biotita es la cloritización, que progresa desde los bordes hacia el interior del cristal y también a favor de los planos de exfoliación. Suele ir acompañada de neoformación de epidota y, en menor cantidad, prehnita y minerales opacos secundarios. Ocasionalmente conlleva formación de titanita alotriomorfa. Otro tipo de degradación bastante usual es el reemplazamiento parcial por moscovita subidiomorfa o alotriomorfa. Este reemplazamiento puede tener lugar en los bordes del cristal de biotita (ver foto 3.29) o paralelamente a los planos de exfoliación, y casi siempre va acompañado de exolución de minerales opacos secundarios alotriomorfos que quedan englobados en la moscovita neoformada. La moscovitización de la biotita es un fenómeno poco frecuente en la facies porfídica de Navalosa.

La biotita es una de las fases minerales que más intensamente muestra los efectos de la deformación que afecta a estos granitoides. Son frecuentes las flexiones en los planos de exfoliación y los kinkados, produciéndose morfologías ahusadas y, en los casos extremos, una

poligonización del individuo que tiene como consecuencia la generación de un agregado policristalino por fragmentación del cristal original.

Como minerales accesorios aparecen apatito, circón, minerales opacos, monacita y allanita.

El apatito está en su mayoría incluido en biotitas. Presenta secciones prismáticas de grosor variable, tendiendo a ser más corto y grueso fuera de las biotitas que dentro de éstas.

El circón, desde subprismático hasta equidimensional, suele estar incluido en biotita con desarrollo de halo pleocroico, aunque también puede encontrarse incluido en plagioclasa. En ambos casos hay un pequeño porcentaje de circones con hábitos redondeados, de posible origen detrítico.

Los minerales opacos de carácter primario, subidiomorfos o alotriomorfos, están relacionados con agregados biotíticos o incluidos dentro de biotitas individualizadas y, en menor proporción, forman inclusiones dentro de otras fases minerales como plagioclasa.

La monacita está preferentemente incluida en biotita, con secciones desde subprismáticas hasta cuadrangulares, siendo más escasa fuera de dicha mica.

La allanita es muy escasa. Presenta secciones alargadas de hasta 2.3 x 0.5 mm, o subprismáticas más equidimensionales inferiores a 1.3 x 0.8 mm, con un núcleo fresco que puede mostrar zonado oscilatorio rodeado por una aureola metamítica que conserva la forma primitiva del cristal (ver foto 3.30).

Los minerales secundarios proceden de la alteración de feldespatos (sericita, prehnita, clinozoisita, moscovita) o de biotita (clorita, minerales opacos, moscovita, epidota, prehnita, titanita y feldespato potásico).

3.1.4 PLUTON DE NAVADIJOS (MONZOGRANITO BIOTITICO PORFIDICO DE GRANO GRUESO; NAVD)

El plutón de Navadijos se sitúa en la zona central del área estudiada, extendiéndose en dirección E-O desde la localidad de Navalucruz al E hasta la población de San Martín de la Vega del Alberche al O. Toma su nombre de la población de Navadijos, en las inmediaciones de la cual pueden observarse las características distintivas de este plutón. La superficie de afloramiento ocupa aproximadamente unos 34 Km².

El modelado desarrollado sobre él da lugar a morfologías en bloques subparalelepípedicos métricos que, por erosión, se transforman en los típicos bolos graníticos (ver foto 3.31). Se

generan como consecuencia de la intersección de un lajamiento descompresivo subhorizontal con la red de fracturación subvertical desarrollada en periodos tardihercínicos y alpinos. Por otro lado, en zonas restringidas se desarrollan paisajes con lanchares tendidos, cuya superficie suele ser de pocos metros cuadrados.

No hay estudios petrológicos previos en los que se haya diferenciado este plutón de los circundantes, salvo en el recientemente elaborado Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 de la hoja de Navatlgordo (I.T.G.E., en preparación, d). Por el contrario, hasta ahora ha sido incluido sistemáticamente en agrupaciones más generales que comprenden diversas unidades intrusivas (por ejemplo Fúster & Villaseca, 1987; Ugidos *et al.*, 1989; Castro *et al.*, 1991; Moreno-Ventas, 1991; Pereira, 1992; Ugidos & Recio, 1993). Así, según Capdevila *et al.* (1973) toda la superficie de afloramiento ocupada por el plutón de Navadijos pertenece al conjunto de granitoides de la serie híbrida, formado por granodioritas o monzogranitos biotíticos post-tectónicos, generalmente de grano grueso y a menudo porfídicos. Su emplazamiento no está relacionado con las etapas paroxismales del metamorfismo regional.

D.P.U.S. (1980) incluyen todos los granitoides de este área en la serie de granitoides de feldespato calcoalcalino, caracterizada por la presencia de biotita como mineral fémico predominante y por un relativamente alto contenido de anortita en las plagioclasas. Comprende tres facies: biotítica, biotítico-cordierítica con moscovita y biotítico-moscovítica con sillimanita. De todas ellas, la primera es la correspondiente al plutón del Navadijos. Según los citados autores, la facies biotítica muestra frecuentes enclaves y microenclaves tonalíticos y de rocas básicas, además de diques diabásicos y lamprofídicos. También pueden encontrarse afloramientos tonalíticos de dimensiones variables.

Bea & Moreno-Ventas (1985 a y b) realizan una caracterización litológica y petrográfica de los materiales graníticos en el área de estudio. Según el esquema geológico que presentan, el plutón de Navadijos forma parte de la denominada por ellos facies Alberche, incluida en la serie de rocas con afinidades granodioríticas. La facies Alberche está formada por rocas de grano medio a grueso, a veces porfídicas, sin foliar o bien con una foliación subvertical marcada por enclaves y megacrístales de feldespato potásico. Es característica la presencia de dichos megacrístales, de tamaños variables, y una distribución más o menos homogénea de pequeños cristales de biotita.

3.1.4.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de Navadijos está formado por un granito biotítico porfídico de grano grueso en el que pueden distinguirse dos facies principales en tránsito gradual, la facies común (33 Km² de superficie de afloramiento) y la facies de borde (< 1 Km²), asociada esta última a las zonas de contacto con el granitoide de Navalosa y cuya existencia se limita al extremo sudoriental del plutón (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

Está emplazado en su totalidad en materiales graníticos tardicinemáticos. La naturaleza de los contactos indica que es intrusivo sobre los plutones de Navalosa y Barajas. Tan sólo en zonas muy localizadas el contacto es de carácter mecánico, como consecuencia del desarrollo regional de los sistemas de fracturación tardihercínicos.

En las zonas marginales del plutón de Navadijos pueden observarse enclaves del monzogranito encajante de Navalosa, cuyos bordes suelen ser difusos, indicando un cierto grado de mezcla con dichos enclaves ocasionado por un desfase temporal escaso. También es característica la presencia en dichas zonas marginales de leucogranitos equigranulares de grano fino a medio con biotita individualizada y de zonas de fuerte heterogeneidad formadas por bolsadas de granitoides de grano grueso. La traza cartográfica del contacto parece indicar que el plutón de Navadijos intruye en el seno del plutón de Navalosa en forma de cuerpo tabular buzante al NNE. Su emplazamiento debe haberse visto favorecido por el episodio extensional tardihercínico, cuya directriz principal es E-O (De las Doblas, 1991). Su traza es neta pero de carácter sinuoso, lo cual apunta hacia un emplazamiento en momentos en que el complejo plutónico de Navalosa no estaba totalmente consolidado.

El granito de Navadijos está separado del plutón de Garganta del Villar por los materiales detríticos terciarios y cuaternarios depositados en la cuenca del río Alberche.

La *facies común* de este granitoide (ver foto 3.32) muestra una textura porfídica, con un tamaño de grano entre 1 y 15 mm, promediable en 4-6 mm. Está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El porfidismo es determinado por la presencia de *megacristales de feldespato potásico*. La densidad con la que aparecen dichos megacristales es alta, con una separación media entre ellos de 5-10 cm, aunque pueden encontrarse con carácter restringido zonas con megacristales más distanciados (uno cada 10-15 cm) y zonas densamente porfídicas (un megacristal cada 2-5 cm). Estas últimas corresponden a pequeños afloramientos de geometría irregular, sin entidad cartográfica, y asociados espacialmente a bandas difusas con un mayor contenido en biotita, definiendo estructuras *layering* de escala centí- a decimétrica (ver foto 3.33). También pueden acumularse los megacristales de feldespato potásico en estructuras subcilíndricas verticalizadas, interpretadas como conductos de flujo magmático.

Los megacristales de feldespato potásico adoptan formas tendentes a la equidimensionalidad, con secciones de tamaños entre 1.5 y 8 cm, promediables en 2.5-4 cm. Normalmente, la población de tamaños superiores a 4 cm muestra secciones algo elongadas, pero sin llegar a poder ser calificadas como tabulares. No presentan límites contrastados respecto a la matriz de la roca, y su borde está indentado a pequeña escala con cristales de cuarzo y feldespatos. Frecuentemente, los cristales más grandes de feldespato potásico exhiben una zona con inclusiones de biotita subidiomorfa de 1-3 mm, definiendo texturas Frasl. En algunas zonas de fractura, los megacristales de feldespato potásico adquieren un tinte rosado, proceso que puede ser debido a exolución/infiltración de Fe durante la inversión del feldespato a un estado estructural inferior (Smith & Brown, 1988).

Los cristales de cuarzo suelen constituir agregados policristalinos de morfologías subredondeadas, con tamaños variables pero siempre dentro del intervalo grueso-muy grueso. Excepcionalmente alcanzan los 25 mm, aunque lo normal es que oscilen entre 5 y 15 mm.

La plagioclasa presenta secciones alotriomorfas, de tamaño de grano medio, variando entre 1 y 3 mm.

La biotita forma cristales subidiomorfos individualizados de unos 2 mm, aunque también es frecuente que se agrupe para constituir agregados de contorno irregular, de tamaños entre 5 y 15 mm. El granitoide tiene zonas de *layering*, en las que alternan bandas con acumulación de biotita y bandas empobrecidas en esta fase mineral, más cuarzo-feldespáticas, con potencias totales normalmente centimétricas y más raramente decimétricas. El contenido en biotita en la facies común oscila por lo general entre el 7 y el 9%, aunque también hay sectores leucocráticos con porcentajes inferiores al 2% y otros en los que se alcanza casi el 11%.

Los enclaves que contiene la facies común del monzogranito de Navadijos son de tipo microgranudo y muy escasos. Suelen mostrar secciones de contorno elongado, con tamaños según el eje mayor que varían de 4 a 25 cm, siendo más frecuentes en el intervalo 6-10 cm. Pueden distinguirse dos tipos de enclaves de esta naturaleza. La variedad más común consiste en enclaves microgranudos oscuros, formados por una matriz de tamaño de grano fino biotítica con feldespatos alotriomorfos. El rango de variación de tamaños oscila entre 4 y 25 cm. En los mayores de 10 cm es frecuente encontrar fenocristales dispersos, entre 5 y 30 mm de tamaño, de cuarzo subredondeado, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El tamaño de estos fenocristales es mayor cuanto más grande sea el enclave que los contiene, al contrario de lo que ocurre con el tamaño de grano de la matriz, que no muestra variaciones sustanciales. El contacto de estos enclaves con el granito que los engloba es siempre neto, y a veces pueden estar rodeados por una aureola milimétrica de biotita desarrollada en el granito. No se ha observado ningún tipo de estructuración interna, y, a pesar de estar algo elongados, tampoco definen foliación, orientándose al azar en el seno del granito de Navadijos.

Otro tipo de enclaves microgranudos, en proporción claramente minoritaria respecto al anterior, está formado por agregados de grano fino de biotita, feldespatos y cuarzo alotriomorfos, con un contenido en máficos menor que en los enclaves microgranudos oscuros pero sustancialmente mayor que en el granito. Su rango de tamaños es siempre de orden centimétrico (entre 2 y 5 cm) y su borde está indentado a pequeña escala con la matriz del monzogranito. Tienen secciones elongadas, pero tampoco muestran estructuración interna ni foliación.

La facies de borde del plutón de Navadijos está formada por leucogranitos biotíticos de tamaño de grano medio a fino. Se presentan en forma de bolsadas decimétricas a métricas de geometría irregular y tránsito gradual con respecto a la facies común. Afloran en algunos sectores marginales del plutón de Navadijos, y suelen contener enclaves parcialmente

asimilados del monzogranito de Navalosa. Su textura es groseramente equigranular, con un tamaño de grano que varía entre 1 y 3 mm. Está formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa alotriomorfos y por biotita subidiomorfa o alotriomorfa. La biotita, en proporciones en torno al 3-6 %, forma cristales de tamaño medio. En el borde norte del plutón aparecen zonas heterogranulares y heterogéneas, con bolsadas de granitoides de tamaño de grano muy grueso y bordes difusos.

La orientación que presenta más frecuentemente el monzogranito del plutón del Navadijos, tanto en su *facies* común como en su *facies* de borde, es muy débil e indicadora de flujo magmático. Se manifiesta en forma de alineación de parte de los megacristales de feldespato potásico de los afloramientos, y muestra direcciones que varían entre N160°E y N190°E, subverticales o con elevados buzamientos al E.

Los procesos tectónicos tardihercínicos se manifiestan en este granitoide de un modo ocasional y muy localizado. Consisten en bandas miloníticas dexas, de potencia métrica y orientación NE-SO y subverticales, de las cuales la mejor desarrollada es la situada al NE de la localidad de Navadijos, de posible edad 274 ± 6 m.a. (Herreros & Bellido, 1993; Herreros *et al.*, 1993).

3.1.4.2 Aspectos microscópicos

La facies común está formada por granitos biotíticos. Muestra una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a grueso, con tamaños de grano que varían de 1 a 15 mm pero promediable en el rango 4-6 mm (ver foto 3.34). La segunda de las *facies* que integran el plutón de Navadijos es la facies de borde. Está constituida por leucogranitos biotíticos, con textura inequigranular hipidiomorfa de grano fino a medio (ver foto 3.35), que varía desde porfídica seriada hasta porfídica contrastada a medida que disminuye la proporción de máficos y la composición mineralógica de la roca va aproximándose más al eutéctico.

Los minerales principales que integran ambas *facies* son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, presentando como accesorios apatito, circón, minerales opacos y monacita y, con carácter secundario, sericita, prehnita, clorita, moscovita, fluorita, minerales opacos, zoisita-clinozoisita, epidota y feldespato potásico. El porcentaje de biotita oscila entre el 7 y el 9% en la *facies* común y es siempre inferior al 5% en los leucogranitos de borde.

El cuarzo aparece en cristales entre 100 μm y 2.5 mm o formando agregados policristalinos, en ocasiones de morfología subcircular, de unos 5-6 mm de diámetro, recrystalizados por múltiples subgranos de bordes irregulares, levemente indentados y de un tamaño medio de 1 mm. Como inclusiones, está contenido dentro de las demás fases minerales principales. Su presencia es muy escasa dentro de la biotita, con tamaños de 100-200 μm . La mayoría de las inclusiones de cuarzo dentro del feldespato potásico presentan límites de grano

automorfos, con tamaños que oscilan entre 600 y 1200 μm . También puede cristalizar en los contactos entre feldespato potásico y biotita, a modo de fina banda discontinua, junto con microlitos subidiomorfos de plagioclasa. Ocasionalmente da lugar a texturas mirmequíticas de grano fino junto con plagioclasa y feldespato potásico (ver foto 3.36). En las facies leucograníticas es típico que aparezca como inclusiones goticulares en los feldespatos.

El *feldespato potásico* puede formar parte de la matriz o constituir megacristales. En el primer caso, es intersticial frente al resto de las fases minerales principales. Presenta frecuentes pertitas de tipo *film* y *patch* y contiene inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. En los contactos entre granos de feldespato potásico se desarrolla un cordoncillo formado por pequeños cristales de plagioclasa. El contacto con las demás fases minerales principales es neto, salvo frente a la plagioclasa, provocando en las zonas marginales de ésta el crecimiento de un fino borde mirmequítico de albita + cuarzo. También es de destacar la formación de bordes granofídicos con cuarzo en los leucogranitos marginales.

Cuando el feldespato potásico adopta la forma de megacristales, presenta macla de Karlsbad, pertitas de tipo *film* y *vein* y los bordes están intercrecidos con cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. El tamaño varía entre 1.5 y 8 cm, siendo más frecuentes en el intervalo de 2.5-4 cm. Contiene numerosas inclusiones de plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa con tamaños entre 30 y 300 μm , biotita subidiomorfa del orden de 1 mm y cuarzo intersticial rellenando grietas. En ocasiones hay una segunda generación de feldespato potásico consistente en coronas alotriomorfas en torno a los megacristales feldespáticos, pudiendo llegar a ser tan grandes como aquéllos. Estas coronas suelen mostrar texturas simplectíticas, formadas por intercrecimiento de cuarzo + feldespato potásico, que a veces recuerdan a texturas micrográficas algo granofídicas (ver foto 3.37).

La *plagioclasa* forma cristales subidiomorfos. El maclado más frecuente es el simple de dos individuos, sobre cada uno de los cuales se desarrolla un maclado polisintético. El zonado es continuo o bien oscilatorio muy difuso, pudiendo algunos núcleos estar reemplazados en forma de parches por plagioclasa albitica y sin zonado ni maclado (ver foto 3.38). Los contactos de esta fase mineral con el cuarzo son netos. Frente a la biotita pueden ser netos o ligeramente indentados, mientras que frente al feldespato potásico la plagioclasa desarrolla un fino borde alotriomorfo de recrecimiento albitico con textura mirmequítica, formado por intercrecimiento de albita + cuarzo. La sericitización es en general leve, mostrando una mayor intensidad en los núcleos de los cristales. Consiste en un reemplazamiento por sericita, prehnita y escasa zoisita-clinozoisita. Acompañando a este tipo de alteración, hay un tenue reemplazamiento local por feldespato potásico en forma de parches. Las inclusiones que contienen las plagioclasas son pequeños cristales subidiomorfos y alotriomorfos de biotita, apatito, minerales opacos y algún gránulo alotriomorfo y disperso de fluorita, probablemente contemporánea con el proceso de sericitización. En ocasiones los cristales de plagioclasa aparecen poligonizados, estando los fragmentos empastados por una plagioclasa albitica en continuidad óptica con los bordes albiticos de las plagioclasas zonadas. El grado deformativo de estos feldespatos es leve;

a lo sumo presentan ligeras flexiones de los planos de maclado polisintético y ocasionalmente maclas mecánicas.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotrimorfos que frecuentemente constituyen agregados de morfología irregular compuestos por biotita + minerales opacos. Estos opacos, de carácter primario, pueden estar incluidos dentro de la biotita o situarse en los contactos entre cristales de biotita.

El pleocroísmo de la biotita varía entre castaño rojizo intenso y pardo amarillento claro. Contiene inclusiones de circón subidiomorfo o alotriomorfo con halo pleocroico, apatito de sección rectangular alargada y minerales opacos subidiomorfos y alotriomorfos. La cloritización es leve y progresa desde los planos de exfoliación hacia el interior del cristal, acompañada en ocasiones de neoformación de minerales opacos secundarios + epidota y, más raramente, clinozoisita. Igualmente ocasional es la formación en zonas cloritizadas de feldespato potásico secundario, crecido a favor de los planos de exfoliación.

Pueden reconocerse dos tipos de agregados policristalinos biotíticos, según se hayan formado por poligonización de un individuo previo o por yuxtaposición de cristales. En el primero de los casos, puede apreciarse cómo a partir de un cristal de biotita, y a consecuencia de procesos de poligonización, comienzan a formarse subgranos sutilmente delimitados por una fina banda de minerales opacos en sus bordes (ver foto 3.38). El estadio final del proceso es la formación de un agregado policristalino de biotita, con bordes de subgrano bien definidos. Los agregados formados por yuxtaposición de cristales de biotita suelen mostrar morfologías equidimensionales y tamaños variables entre 1 y 7 mm (ver foto 3.39). Contienen, además, minerales opacos primarios, bien en los contactos entre cristales de biotita o bien incluidos en ella. La biotita muestra numerosas inclusiones de apatito y circón.

A veces la biotita puede estar reemplazada por un agregado de pequeños cristales de este mismo mineral con pleocroísmo entre marrón pardo y amarillento claro, creciendo con orientaciones diversas. Esta recrystalización puede ser total o parcial, comenzando a partir de los bordes del cristal, y tiende a conservar la morfología externa del cristal original.

El grado deformativo que muestra la biotita es en general leve, presentando flexiones o más raramente kinkados de los planos de exfoliación.

Los minerales accesorios presentes en esta facies son apatito, circón, minerales opacos y monacita. El apatito suele estar incluido en biotita, pero también puede encontrarse dentro de cristales de plagioclasa, feldespato potásico e incluso cuarzo. La morfología más usual es prismática alargada, con tamaños medios de $160 \times 50 \mu\text{m}$ pero pudiendo alcanzar los $460 \times 120 \mu\text{m}$. El circón puede estar incluido en biotita, feldespato potásico y plagioclasa. Es subprismático y su tamaño medio es de $50 \times 30 \mu\text{m}$, aunque puede llegar hasta $120 \times 90 \mu\text{m}$. En alguno de ellos puede apreciarse la existencia de zonado concéntrico y hábitos redondeados,

indicando un posible origen detrítico. Los *minerales opacos de carácter primario*, incluidos en cristales de biotita o formando parte de agregados de esta mica, son alotriomorfos o subidiomorfos, con un tamaño medio de 300 x 150 μm . La *monacita*, escasa, aparece frecuentemente incluida en biotita, con hábitos subidiomorfos o alotriomorfos, y también, aunque en menor proporción, dispersa en la matriz. Sus dimensiones oscilan entre 100 y 120 μm .

3.2 CONJUNTO DE PLUTONES ACIDOS CIRCUNSCRITOS (CPAC)

Las últimas etapas del plutonismo granítico tardihercínico en el sector oriental de Gredos están representadas por una serie de pequeños plutones peraluminicos félsicos que intruyen en el CPR. La razón por la cual se han agrupado en la descripción es que, aunque posiblemente existen disparidades en cuanto a su génesis, todos ellos muestran contactos intrusivos netos frente al granitoide encajante, si bien sus edades absolutas deben ser muy cercanas al momento de emplazamiento del CPR.

Debido a la poca intensidad que caracteriza a la F_4 hercínica en el sector y a su desarrollo en bandas localizadas de deformación, la presencia o ausencia de ésta no puede ser utilizada exclusivamente como criterio para establecer una secuencia relativa de emplazamiento dentro del CPAC. Hay también que tener en cuenta la posibilidad de que el emplazamiento de los plutones se haya visto favorecido por estructuras regionales, lo que indicaría que la intrusión tuvo lugar en etapas en que el granitoide encajante no estaba totalmente consolidado y tenía una cierta capacidad de flujo. De este modo, en un primer momento intruyen los plutones cuya morfología conserva rasgos dependientes de la estructuración general del sector (plutones de Venero Claro, Garganta y San Juan). De entre ellos, el más antiguo es el de Venero Claro, que es el más intensamente afectado por la F_4 . En una segunda etapa intruyen los plutones claramente disarmonicos con la estructuración regional (Majadillas, Los Boquerones y Cuervo). La finalización del emplazamiento del CPAC tiene lugar con la intrusión del plutón de El Salobral, no afectado prácticamente por la F_4 y emplazado cuando en el encajante reinaban unas condiciones claramente frágiles (como lo evidencian los fenómenos de fracturación hidráulica en la zona de contacto con el granitoide regional). El plutón de San Martín de la Vega del Alberche no puede enmarcarse en este esquema general porque por un lado su posible relación con el conjunto granítico está enmascarada por los depósitos sedimentarios de la cuenca de San Martín y por otra parte está localizado en la zona de contacto entre el CPR y el complejo anatético de la Peña Negra.

Por lo que respecta a su composición, todos estos plutones presentan litologías bastante ácidas, estando formados por términos monzograníticos, graníticos *s.s.* y leucograníticos en tránsito gradual (Venero Claro, Garganta y Majadillas) o exclusivamente leucograníticos (San Juan, Los Boquerones, Cuervo, El Salobral y San Martín). En el primero de los casos, los

miembros leucograníticos tienden a localizarse en las zonas de borde (Venero Claro y Majadillas) o hacia el techo de la cámara (Garganta).

3.2.1 PLUTÓN DE VENERO CLARO (GRANITO MOSCOVITICO-BIOTÍTICO CON CORDIERITA PORFÍDICO; VC)

El plutón de Venero Claro aflora en el sector centro-oriental del área estudiada, en las inmediaciones del paraje conocido con el mismo nombre y al E de la localidad de Navaluenga. Muestra una sección subelíptica, ligeramente elongada en dirección N-S, con una superficie de afloramiento de unos 14 Km².

El paisaje desarrollado sobre el granito de Venero Claro se caracteriza por la presencia de pequeños lanchares horizontales de pocos metros cuadrados de superficie (ver foto 3.40) y bloques subredondeados de dimensiones decimétricas, por lo que no muestra contraste morfológico con respecto al granitoide en el que intruye (complejo plutónico de Navalosa).

Las únicas referencias a este plutón son las realizadas en Aparicio *et al.* (1977), en la tesis doctoral de González Ubanell (1982) y en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 número 556 (Navaluenga) (I.T.G.E., en preparación, e). En el primero de los casos se le denomina leucoadamellita porfídica y tan sólo se esboza su traza cartográfica. En el segundo trabajo mencionado se le da el nombre de *stock* de Navaluenga y es encuadrado en el grupo de granitoides posteriores al granito biotítico. En el Mapa Geológico Nacional se cartografía el plutón y es denominado granito microporfídico de dos micas tipo Venero Claro-Casillas, agrupado dentro de los granitoides tardi- y postcinemáticos que forman el conjunto litológico de la Sierra del Valle. En dicho estudio se destaca su carácter porfídico debido a la abundancia de megacrístales de feldespato potásico de hasta 4-5 cm de longitud.

3.2.1.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de Venero Claro está constituido por un granito de dos micas con cordierita, generalmente porfídico y foliado, destacándose la presencia de una **facies principal** o central (7 Km² de superficie de afloramiento) y una **facies marginal** (7 Km²). En la zona interna del plutón aflora un **leucogranito** (<1 Km²) que presenta relaciones de mezcla con los términos graníticos. El contacto entre las dos facies del plutón es gradual, teniendo lugar mediante una banda de transición cuya anchura es de menos de diez metros.

Es intrusivo (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3) sobre el monzogranito regional (complejo plutónico de Navalosa) y en parte sobre los granitoides inhomogéneos. En determinadas zonas puede observarse cómo la foliación deformativa de origen tectónico del granitoide de Navalosa (N15°-20°E/90°) es interrumpida por la traza cartográfica del

contacto. Además, en las cercanías de éste, el granitoide encajante presenta en su seno inyecciones filonianas centimétricas y ocasionalmente métricas de composición leucogranítica, grano medio a fino y equigranulares, análogas al material que constituye el plutón de Venero Claro.

La facies principal (ver foto 3.41) corresponde a un granito de dos micas con cordierita, porfídico y de tamaño de grano grueso (entre 5 y 10 mm para los constituyentes de la matriz).

Destaca la gran abundancia de megacristales de feldespato potásico, que forman un entramado denso en el que se distribuyen cuarzo, feldespatos, micas y cordierita. Dichos megacristales, de color blanco, tienen un tamaño medio de 1 x 3 cm, aunque pueden alcanzar los 2 x 4 cm, y su sección es rectangular alargada. Los bordes de los cristales no están muy bien definidos, debido a que en la mayoría de las ocasiones se encuentran en contacto unos con otros.

El cuarzo forma agregados de geometría irregular, con tamaños inferiores a 1 cm.

La plagioclasa exhibe el mismo rango de tamaños que el cuarzo, y es totalmente alotriomorfa.

La moscovita es relativamente abundante y, en todo caso, se encuentra en mayor proporción que la biotita (5-7% de aquélla frente a 2-4% de ésta). Constituye cristales individualizados o bien agregados irregulares de 4-6 mm junto a biotita.

La biotita forma sobre todo agregados de geometría irregular por sí sola, aunque también puede asociarse a moscovita.

La cordierita es abundante (hasta un 10% en determinados afloramientos). Normalmente está distribuida en la roca a razón de un cristal de cordierita cada metro cuadrado, pero localmente la densidad puede ascender hasta una cada cuatro centímetros cuadrados. Presenta secciones rectangulares o subhexagonales, con tamaños medios de 0.5-1.5 cm, aunque su rango de variación oscila entre 0.2 y 2.5 cm. Se encuentra siempre alterada a un entramado de cristales de biotita cloritizada más moscovita.

La facies marginal está formada por un leucogranito de dos micas con escasa cordierita, de textura aproximadamente equigranular y tamaño de grano medio a fino, inferior a 4 mm (excepción hecha de feldespato potásico y cordierita).

Las diferencias respecto a la facies central se manifiestan, en la facies marginal, por una disminución en el tamaño de grano, un aumento del carácter equigranular, una mayor proporción de moscovita y un menor contenido en cordierita y en megacristales de feldespato potásico, cuyos bordes están muy poco contrastados frente a la matriz de la roca.

Los enclaves contenidos en el plutón de Venero Claro, tanto en su facies central como en la marginal, son muy escasos y dispersos. Fundamentalmente se trata de tipos microgranudos oscuros, ocasionalmente microporfídicos y de tamaños centi- a decimétricos. En mucha menor proporción se encuentran tipos micáceos y metamórficos crenulados, siempre centimétricos.

Las foliaciones que muestra el plutón son fundamentalmente de tipo tectónico y poco patentes. Se manifiestan por una recrystalización y orientación de biotitas y alineación de megacristales de feldespato potásico, según direcciones comprendidas entre N340°E y N20°E, predominando las N-S a N20°E, con buzamientos subverticales o muy elevados, tanto hacia el E como hacia el O. Esta foliación, coincidente con la elongación del plutón, se superpone en algunos afloramientos a otras orientaciones que responden a la dinámica de emplazamiento del propio granitoide, y que muestran una disposición subhorizontal o con ligeros buzamientos hacia el O. Un ejemplo de estas últimas estructuras lo constituye el layering que se observa en la facies marginal, con morfología de campana y formado por una intercalación de láminas alternativamente más y menos biotíticas de potencias centimétricas (ver foto 3.42).

Las estructuras frágiles, posteriores a las foliaciones antes mencionadas, no muestran gran desarrollo, y consisten en una serie de diaclasas que pueden llegar a generar corredores de rotura de orientación N35°E/90°.

La actividad filoniana directamente relacionada con el pulso magmático representado por el plutón de Venero Claro está muy poco desarrollada. Consiste tan sólo en pequeñas bolsadas irregulares pegmatíticas o en escasos diques aplíticos E-O/90° de textura sacaroidea, en ambos casos de potencias centimétricas y composición de leucogranitos moscovíticos con escasa biotita. Es posible que también se asocien a este plutón algunos diques de leucogranito con cordierita que aparecen próximos al afloramiento y cortando al granitoide regional. Mención especial merece, por su mayor extensión, el afloramiento de leucogranito situado en la zona interna de la facies central. Se trata de un leucogranito de tamaño de grano medio a fino, con moscovita de tamaño de grano medio, escasa biotita en pequeñas placas individualizadas subidiomorfos de 4-5 mm y cordierita de 2-3 mm.

3.2.1.2 Aspectos microscópicos

Las dos facies del plutón de Venero Claro presentan características microscópicas claramente contrastadas. Mientras que la textura de la facies central es consecuente con unas velocidades de enfriamiento del cuerpo plutónico lentas (inequigranular y de tamaño de grano grueso), la facies marginal ha experimentado un enfriamiento más rápido (textura aproximadamente equigranular de tamaño de grano medio), como corresponde a aquellos sectores de un plutón que se ponen en contacto con su encajante relativo cuando éste ya ha sufrido una cierta relajación térmica, aunque la diferencia de textura también puede ser debida a que son fundidos de menor temperatura, más próximos al eutéctico, lo que conlleva una cristalización más rápida y con saturación de gérmenes cristalinos.

La ***facies central*** muestra una textura inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano grueso, con abundantes megacristales de feldespato potásico y cordierita. El resto de la mineralogía principal está formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, siendo minerales opacos, circón, apatito y monacita los accesorios y sericita, prehnita, fluorita, feldespato potásico, moscovita y clorita los generados por procesos de transformación *subsolidus*. La cordierita está totalmente pseudomorfizada por agregados micáceos.

La ***facies marginal*** (ver foto 3.43) presenta una textura inequigranular hipidiomorfa de grano fino a medio. Aproximadamente el 50 % de la roca está constituido por un agregado policristalino de tamaño de grano fino (varía entre 60 μm y 1 mm, siendo promediable en 0.5-0.6 mm) formado por cuarzo y feldespato potásico alotriomorfos y, en menor proporción, plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa. En este agregado están dispersos cristales de bordes fuertemente indentados y tamaños inferiores a 3 mm (1.5-2 mm como término medio) de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita.

La ***transición entre las facies central y marginal*** se manifiesta a escala microscópica por una disminución del contenido en megacristales de feldespato potásico y un ligero aumento del contenido en moscovita, mientras que los pseudomorfos de cordierita llegan a desaparecer.

El ***leucogranito*** situado en la zona interna de la facies central muestra una gran similitud con la facies marginal del plutón de Venero Claro. Es por ello que la descripción que sigue se basa fundamentalmente en las facies central y marginal.

El ***cuarzo*** aparece en forma de monocristales de diámetro medio 1.8 mm, aunque puede alcanzar los 4 mm. Su geometría suele ser irregular, adaptándose a otros cristales de plagioclasa o biotita, pero también son relativamente frecuentes los hábitos subredondeados (ver foto 3.44). Los límites de grano entre cristales de cuarzo están indentados, mientras que frente a feldespato potásico son automorfos. Ocasionalmente, el cuarzo puede presentar una extinción ondulante direccional no muy acentuada.

El ***feldespato potásico*** constituye mayoritariamente megacristales tabulares alargados, con sus límites engranados con el resto de componentes mineralógicos de la matriz. Tiene macla de Karlsbad y, ocupando zonas irregulares dentro del cristal, macla en enrejado. Contiene abundantes inclusiones de plagioclasa subidiomorfa o alotriomorfa, de tamaños medios de 350 μm y siempre inferiores a 1.3 mm, con maclado polisintético o simple de dos individuos y sin zonar o con un zonado continuo muy tenue. También incluye escasas biotitas subidiomorfas menores que 0.5 mm y variablemente cloritizadas. El sistema pertítico de los megacristales, profusamente desarrollado, es de tipo *film* según una dirección a 50° del plano de maclado de Karlsbad y de tipo *vein*, por engrosamiento de pertitas *braided*, a 110° de dicho plano. En los contactos entre megacristales de feldespato potásico nuclea un fino cordoncillo de plagioclasa ácida intergranular alotriomorfa de tamaño de grano fino.

El feldespato potásico de la facies marginal suele formar cristales alotriomorfos intersticiales, con tamaños medios entre 1.5 y 2 mm, macla en enrejado, sistema peritítico de tipo *vein* y frecuentes inclusiones de plagioclasa subidiomorfa con maclado polisintético y zonación continua poco acentuada.

La *plagioclasa* forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos con tamaños entre 1 y 3 mm, salvo las incluidas en feldespato potásico, ya mencionadas e inferiores a 1.3 mm. Son escasos los ejemplos de texturas en *sinneusis*. Presenta maclado polisintético y/o simple de dos individuos, con una zona de núcleo por lo general intensamente reemplazada por sericita + moscovita ± prehnita ± parches alotriomorfos de feldespato potásico. La zona externa de los cristales muestra un zonado continuo débil (ver foto 3.44). Asociada a las zonas sericitizadas puede cristalizar fluorita alotriomorfa con tamaños inferiores a 35 µm. La plagioclasa puede estar sustituida por moscovita a favor de planos estructurales (ver foto 3.45). Como inclusiones, contiene escasas biotitas subidiomorfas menores que 100 µm y ocasionales monacitas subidiomorfas menores que 30 µm. En cuanto a su grado deformativo, tan sólo muestra flexiones muy leves en los planos de maclado polisintético.

La *biotita* aparece bajo cuatro hábitos. El primero de ellos consiste en biotitas subidiomorfas o alotriomorfas con color de pleocroísmo que varía entre castaño rojizo intenso y pardo amarillento claro. Constituye agregados de geometría irregular junto a moscovita y a escasos minerales opacos primarios. El tamaño de los agregados varía entre 2 y 3.5 mm, mientras que los cristales son promediables en torno a 1 mm, oscilando entre 0.2 y 1.2 mm. Algún cristal de esos agregados está poligonizado generando subgranos biotíticos, pero la tónica general es que los agregados se forman por la simple coalescencia de cristales. Contiene abundantes inclusiones de circón alotriomorfo y frecuentes de apatito columnar fino, inferiores a 50 µm. Ocasionalmente incluye minerales opacos subidiomorfos primarios y monacita de igual tamaño que los circones. La biotita está parcialmente reemplazada por moscovita que contiene minerales opacos secundarios; esta recrystalización suele tener lugar paralelamente a los planos de exfoliación de la biotita o bien en las zonas de borde de los cristales (ver foto 3.46), y es particularmente intensa en los contactos de biotita con feldespato potásico. La cloritización es leve, estando constituida por una recrystalización de biotita a clorita + minerales opacos secundarios ± feldespato potásico interfoliar. Las biotitas suelen mostrar flexiones en los planos de exfoliación, sin llegar nunca al kinkado.

El segundo de los hábitos bajo los que se presenta la biotita, claramente minoritario respecto al primero, es en forma de pequeños cristales marrones que reemplazan, junto con biotita verde y moscovita, a antiguos cristales de cordierita. Estos pseudomorfos son iguales que los presentes en los demás granitoides con cordierita de la región. De morfología generalmente subprismática y tamaños en torno a 3.5 x 8 mm, están formados por un entramado de biotita verde y moscovita subidiomorfas interdigitadas y escasas biotitas marrones alotriomorfas o más raramente subidiomorfas. Accesoriamente contienen cuarzo intersticial.

Los otros dos hábitos texturales de la biotita consisten en cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos, con las mismas características que las biotitas que forman agregados con moscovita, y en pequeñas inclusiones dentro de feldespatos.

La moscovita suele asociarse a la biotita, a la que reemplaza parcialmente, en agregados. Tiene un carácter eminentemente alotriomorfo, y suele contener minerales opacos subidiomorfos o alotriomorfos exueltos durante el proceso de transformación de la biotita (ver foto 3.46). Oscila entre 120 μm y 2.3 mm. También puede formar parte de pseudomorfos cordieríticos, o bien sustituye parcialmente a núcleos sericitizados de plagioclasa. Frente a feldespato potásico, está transformada a un agregado de moscovita muy fina (ver foto 3.47). En la facies marginal, aparece en grandes cristales alotriomorfos (de hasta 4-5 mm de diámetro) (ver foto 3.48).

Los pseudomorfos de cordierita, de la que no queda ningún resto fresco, son frecuentes, aunque se encuentran en proporciones accesorias.

Los minerales accesorios son, aparte de los pseudomorfos cordieríticos, minerales opacos, circón, apatito y monacita.

Los escasos minerales opacos primarios son subidiomorfos o alotriomorfos, y se asocian sobre todo a agregados de biotita y moscovita o se encuentran incluidos en plagioclasa, con tamaños inferiores a 270 μm .

El circón está incluido en biotita y ocasionalmente en plagioclasa, en ambos casos con morfologías subredondeadas.

Los apatitos muestran hábito columnar fino si están incluidos en biotita y morfologías equidimensionales y tamaños algo mayores (inferiores a 150 μm) si están contenidos en plagioclasa.

La monacita, de carácter ocasional, se encuentra incluida en cristales de biotita o de plagioclasa. Está ausente en la facies de borde del plutón.

3.2.2 PLUTÓN DE GARGANTA DEL VILLAR-LA SERROTA (GRANITO BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICO CON CORDIERITA DE GRANO MEDIO A MEDIO-GRUESO; GAR)

El plutón de Garganta del Villar está localizado en el sector noroccidental del área de estudio. Es un pequeño cuerpo circunscrito, ligeramente elongado en dirección N-S y de dimensiones aproximadas 7 x 4 Km que se extiende de sur a norte desde el paralelo de Garganta del Villar (borde septentrional de la cuenca sedimentaria de San Martín de la Vega del Alberche) hasta el paraje conocido como La Serrota. La superficie de afloramiento es de unos 30 Km².

El paisaje que se desarrolla sobre este granitoide (ver foto 3.49) se caracteriza por la presencia de bolos subangulosos de dimensiones decimétricas a métricas. En las zonas más intensamente afectadas por los sistemas de fracturación es frecuente el desarrollo de *lehms* graníticos en los que resaltan algunos bolos subparalelepípedicos.

En los trabajos previos realizados en la zona de estudio no hay referencias a este plutón. Hasta la realización del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 del área (hoja número 555; I.T.G.E., en preparación, d), había sido agrupado en el mismo conjunto que los granitoides circundantes (por ejemplo granito biotítico de González Ubanell, 1982; facies Alberche de Bea & Moreno-Ventas, 1985 a y b). Durante la elaboración del MAGNA número 555 (Navatalgordo) se ha realizado su cartografía y caracterización, como se refleja en la correspondiente memoria geológica, denominándolo granito biotítico con moscovita o tipo Garganta del Villar.

3.2.2.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de Garganta del Villar está formado por un granito biotítico-moscovítico con cordierita, de tamaño de grano medio a medio-grueso. Se observa en él una cierta zonación en la vertical, que se manifiesta por la tendencia a presentar en cotas superiores a los 1900 m términos leucograníticos diferenciados (con una superficie de afloramiento de 10 Km²), con menor tamaño de grano (grano medio) y mayor abundancia de enclaves restíticos de tipo micáceo, mientras que en cotas inferiores predominan tipos graníticos (19 Km²) con tamaño de grano grueso y una menor proporción de restitas. El tránsito entre ambas facies es gradual.

Intruye en la zona de contacto entre los plutones de Navalosa y Navacepedilla (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3). Frente a ambos, el contacto es intrusivo neto. En las zonas de borde, el granito de Garganta contiene enclaves centi- a decimétricos de los granitoides circundantes, y proyecta en ellos diques leucograníticos de dos micas con cordierita ocasional, de escaso recorrido, que cortan a dichos plutones. Además, hay una clara diferencia en la intensidad de la deformación presente en el plutón de Garganta del Villar frente a los plutones de Navacepedilla y Navalosa. Mientras que en estos dos la F_4 es patente, con orientaciones norteadas, en el granito de Garganta del Villar es mucho más débil y aparece sólo de forma ocasional.

Las rocas graníticas del plutón de Garganta del Villar tienen una textura equigranular de grano medio a medio-grueso. Es destacable la casi total ausencia de megacristales de feldespato potásico y de enclaves microgranudos (ver foto 3.50). Tan sólo en dos afloramientos, situados a 2 Km al ENE y al ONO de la localidad de Garganta del Villar, se han encontrado megacristales de feldespato potásico. En ambos casos son muy escasos y presentan secciones rectangulares de 4 x 1.5 cm, con los bordes poco contrastados respecto a los demás componentes mineralógicos de la roca.

Ocasionalmente estos granitos contienen agregados subprismáticos, de dimensiones en torno a 3-5 mm, formados por cristales de biotita de tonalidades verdosas y moscovita. Estos agregados son pseudomorfos desarrollados sobre antiguos prismas de cordierita.

El granito tiene muy pocos enclaves. Aparte de enclaves centi- a decimétricos de otros granitoides, localizados en los sectores marginales del plutón, el único tipo presente son resitas micáceas, de tamaños centimétricos, compuestas por un agregado de cristales de biotita orientados paralelamente al eje mayor del enclave.

Los leucogranitos más diferenciados, situados en la parte alta del plutón, tienen una textura ligeramente inequigranular, con una matriz de aspecto sacaroideo compuesta por cuarzo y feldespatos con tamaños de grano de 1 a 3 mm en la que destacan moscovitas subidiomorfas de tamaños entre 3 y 7 mm y escasas biotitas, inferiores a 4 mm. Los enclaves de tipo micáceo son bastante frecuentes y siempre inferiores a 3 x 1.5 cm.

La orientación de carácter tectónico apenas tiene expresión en el plutón de Garganta del Villar. En escasos afloramientos se ha podido medir una foliación débil marcada por estiramiento de cristales de cuarzo y feldespatos, con orientaciones entre N160°E y N175°E y buzamientos entre 80° y 90°, tanto al E como al O. Más frecuente es la aparición de una lineación, marcada por cuarzo y feldespatos, paralela a los sistemas de fracturación, responsables de una intensa cataclasis y de una reordenación de los fragmentos minerales bajo un régimen frágil.

La fracturación tardihercínica-alpina no presenta directrices claramente predominantes, aunque las orientaciones con mayor representación son N50°E y N80°E, ambas con buzamientos entre 65°NO y 90°. Suelen conllevar un relleno de cuarzo en venas centimétricas, y, además de cataclasis, se asocian a fenómenos de episienitización sobre el granito en potencias que pueden alcanzar los 50 m.

3.2.2.2 Aspectos microscópicos

Los granitos del plutón de Garganta del Villar tienen una textura inequigranular hipidiomorfa de grano medio a medio-grueso (ver foto 3.51). Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Entre los minerales accesorios se cuentan, por orden de abundancia decreciente, circón, apatito, cordierita, monacita, andalucita y minerales opacos primarios. Los minerales secundarios son sericita, clorita, moscovita, minerales opacos, feldespato potásico, rutilo y prehnita.

El cuarzo forma agregados policristalinos de morfología irregular, en algunas ocasiones subredondeada, y con tamaños desde 1 hasta 8 mm, promediables alrededor de 3 mm. Están compuestos por múltiples subgranos de bordes indentados, con extinción ondulante no direccional. Por regla general es intersticial frente a feldespato potásico, plagioclasa y biotita,

y en ocasiones también frente a alguna de las moscovitas subidiomorfas. Contiene inclusiones inferiores a 1 mm de biotita y moscovita subidiomorfas o alotriomorfas, y puede estar incluido en feldespato potásico o minoritariamente en plagioclasa y biotita, siempre con hábitos alotriomorfos y tamaños también menores de 1 mm.

El feldespato potásico, bastante más abundante que la plagioclasa, constituye cristales alotriomorfos de hábito intersticial frente a plagioclasa y biotita (ver foto 3.51), de tamaños comprendidos entre 2 y 8 mm. Muestra siempre macla en enrejado (ver foto 3.52) y, en ocasiones, macla de Karlsbad. Las pertitas son de tipo *patch* y, en menor proporción, de tipo *vein*. Contiene abundantes inclusiones inferiores a 1 mm de plagioclasa subidiomorfa con maclado polisintético y de biotita y moscovita subidiomorfas o alotriomorfas. En los contactos entre cristales de feldespato potásico pueden cristalizar cordoncillos formados por cristales alotriomorfos o subidiomorfos de plagioclasa albitica.

La plagioclasa se presenta en forma de cristales subidiomorfos (ver foto 3.53) o alotriomorfos con tamaños ligeramente menores que el feldespato potásico (entre 2 y 6 mm). Suelen tener maclado simple y/o polisintético, y el zonado, no siempre existente, es de tipo continuo poco marcado. Contiene pequeñas inclusiones de biotita y moscovita subidiomorfas o alotriomorfas y, en menor medida, de cuarzo alotriomorfo. Cuando está incluida en feldespato potásico sus tamaños son siempre inferiores a 1 mm. La mayor parte de los cristales está reemplazada por sericita, moscovita y, ocasionalmente, feldespato potásico alotriomorfo.

La única evidencia de deformación intracristalina es una ligera flexión en los planos de maclado polisintético, no siempre presente.

La biotita se encuentra en porcentajes variables entre el 4 y el 5%, siendo siempre su contenido ligeramente superior al de moscovita. Forma en su mayoría cristales subidiomorfos con tamaños inferiores a 7 mm, promediables en el intervalo 2-3 mm (ver foto 3.51). Su pleocroísmo varía entre castaño y pardo amarillento. Contiene inclusiones no muy abundantes de circón subidiomorfo o alotriomorfo inferior a 50 μm y escasos apatitos de sección rectangular gruesa y dimensiones máximas 180 x 70 μm .

Suele estar reemplazada parcialmente por clorita o por moscovita, procesos acompañados de exolución de ortosa y minerales opacos el primero de ellos y de minerales opacos el segundo. Tanto la cloritización como la moscovitización frecuentemente tienen lugar a partir de las zonas de borde de los cristales de biotita, aunque también pueden progresar a favor de los planos de exfoliación. Ocasionalmente la biotita está transformada parcialmente a prehnita fusiforme interfoliar.

Los agregados biotíticos (ver foto 3.51) son escasos en comparación con los otros plutones del área (Navalosa, Navacepedilla y Navadijos). Presentan secciones de geometría irregular y tamaños comprendidos entre 2 y 4 mm. Están formados por la coalescencia de varios cristales de biotita con las mismas características descritas para las biotitas individualizadas.

La moscovita (ver foto 3.54) varía en porcentaje entre el 2 y el 5%. Forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos entre 1 y 10 mm, predominando los tamaños de 2 a 4 mm. Puede proceder del reemplazamiento parcial de feldespatos o biotitas o bien constituir cristales alotriomorfos sin aparente relación con dichas fases minerales. En los contactos con feldespato potásico puede presentar una textura acicular.

Tanto biotita como moscovita muestran ocasionalmente unas flexiones apenas perceptibles en sus planos de exfoliación.

Los minerales que se encuentran en cantidades accesorias son, por orden de abundancia decreciente, circón, apatito, cordierita, monacita, andalucita, rutilo y minerales opacos primarios.

El circón y el apatito aparecen siempre como inclusiones dentro de biotita. El primero, con hábitos subidiomorfos o alotriomorfos, alcanza tamaños de 50 μm , mientras que el segundo, mucho más escaso, forma prismas de sección rectangular gruesa de hasta 180 x 70 μm .

La cordierita (ver foto 3.55), de carácter ocasional, está totalmente transformada a un agregado de biotita verde intercrecida con moscovita y escaso cuarzo, todos ellos alotriomorfos.

La monacita, poco frecuente, está incluida en biotita, con secciones cuadrangulares inferiores a 90 μm .

La andalucita, bastante inusual, aparece en forma de cristales alotriomorfos inferiores a 150 μm dentro de moscovita, mineral por el que es reemplazada (ver foto 3.54). Las facies leucograníticas apicales no contienen cordierita ni andalucita accesorias.

Los minerales opacos de carácter primario, subidiomorfos o alotriomorfos, están también incluidos en biotita, con tamaños no superiores a 130 μm . Se encuentran en proporción claramente minoritaria si los comparamos con el contenido en minerales opacos de los plutones adyacentes (Navalosa, Navacepedilla y Navadijos).

Los minerales secundarios proceden de la alteración de feldespatos (sericita, moscovita y feldespato potásico), biotita (clorita, moscovita, minerales opacos secundarios, feldespato potásico, rutilo y prehnita), cordierita (biotita y moscovita) o andalucita (moscovita). Los más abundantes, aunque se encuentran en proporciones accesorias, son sericita y moscovita. Al igual que ocurría con los minerales opacos primarios, el contenido en sericita es sensiblemente inferior respecto a los demás plutones del área. El rutilo forma inclusiones de morfología acicular en biotitas totalmente cloritizadas, con longitudes del orden de 40 μm .

3.2.3 PLUTÓN DE SAN JUAN DE LA NAVA-EL BARRACO (GRANITO BIOTÍTICO CON MOSCOVITA; SJ)

El plutón de San Juan de la Nava-El Barraco aflora en el sector nororiental del área estudiada, entre las dos localidades de las cuales toma su nombre. Presenta una geometría

elongada en dirección E-O, con unas dimensiones de 7 x 1.2 Km (9 Km² de superficie de afloramiento). Es intrusivo en el monzogranito regional, que lo rodea en todo su perímetro.

El paisaje desarrollado sobre este plutón, claramente contrastado respecto al granitoide encajante, consiste en un predominio de bloques paralelepípedicos de dimensiones métricas, que confieren al conjunto un aspecto de típico «berrocal» (ver foto 3.56).

Al igual que en la mayoría de los plutones del área, las citas bibliográficas previas no son abundantes. Merecen especial atención los trabajos de Aparicio *et al.* (1975), González Ubanell (1982), Sánchez Fernández *et al.* (1989) e I.T.G.E. (en preparación, e).

En el primero de ellos (Aparicio *et al.*, 1975) el plutón de San Juan de la Nava-El Barraco es delimitado en la cartografía acompañante e incluido en el grupo de adamellitas de grano medio.

González Ubanell (1982) lo clasifica como granito de posición estructural dudosa y resalta como características fundamentales el tamaño de grano medio y la ausencia de megacristales de feldespato potásico.

Desde un punto de vista metalogénico, Sánchez Fernández *et al.* (1989) estudian las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag del área comprendida entre El Barraco, San Juan de la Nava y San Bartolomé de Pinares. Se trata de paragénesis de sulfuros B.P.G.C. (esfalerita, galena, pirita, calcopirita y, localmente, barita) con ganga de cuarzo, clorita y carbonatos, contenidas en diques de cuarzo de direcciones predominantes N50°- 80°E. Dichos diques encajan en el monzogranito regional, denominado por los autores granito biotítico, aunque describen el plutón de El Barraco, que consiste en un granito de dos micas de grano fino o muy fino.

Por último, I.T.G.E. (en preparación, e) encuadra a este plutón en el conjunto de granitoides tardi-postcinemáticos, denominándolo granito-monzogranito de grano medio, tipo El Barraco, destacando su homogeneidad litológica y la presencia de biotita y moscovita.

3.2.3.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de San Juan de la Nava-El Barraco está constituido por un granito biotítico con moscovita, equigranular y de tamaño de grano medio, entre 1 y 5 mm.

Intruye de un modo neto en el granitoide regional (complejo plutónico de Navalosa), el cual presenta en las inmediaciones del contacto una notable profusión de diques de leucogranito aplítico de potencias centi- o decimétricas y trazado rectilíneo. En la mayor parte del recorrido meridional el contacto está retocado por una fractura tardihercínica de dirección E-O (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

La característica más notable del granitoide de San Juan de la Nava-El Barraco es su homogeneidad textural (ver foto 3.57). La roca está constituida por un agregado de cuarzo y feldespatos de tamaño de grano medio en el que se encuentran dispersos cristales de biotita en placas individualizadas, moscovita alotriomorfa de tamaño de grano fino, frecuente pero

no abundante y, con carácter accesorio, megacristales de feldespato potásico blancos, subrectangulares y con dimensiones inferiores a 1.2 x 3 cm y agregados micáceos subredondeados menores que 1 cm, procedentes de la transformación de antiguos cristales de cordierita.

Los enclaves son también muy escasos, de tipo microgranular porfídico y dimensiones decimétricas, con geometrías elipsoidales. No muestran orientación de ningún tipo.

Las deformaciones presentes en este plutón son de tipo frágil, manifestándose únicamente en forma de diaclasas de orientaciones N80°E/90° y N20°E/90° o en forma de cizallas frágiles de poca importancia, con orientaciones entre N80°E y N95°E y buzamientos elevados, entre 80°N y 80°S. Su sentido de movimiento relativo puede ser dextrógiro o levógiro. En ocasiones presentan una cierta componente de desplazamiento normal, y la zona central de la fractura puede estar en estos casos rellena por pequeños diques de cuarzo de potencias centimétricas.

3.2.3.2 Aspectos microscópicos

El granito de San Juan de la Nava-El Barraco tiene una textura inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano medio (ver foto 3.58) promediable en 1.5 mm, aunque varía entre 0.5 y 5 mm. Está formado por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como minerales principales, circón, apatito, minerales opacos, pseudomorfos de cordierita y monacita como accesorios y sericita, moscovita, prehnita, minerales opacos, clorita, feldespato potásico y biotita como minerales secundarios.

El cuarzo es alotriomorfo, con contactos netos frente a feldespatos y micas y lobulados frente a otros cuarzoes.

El feldespato potásico es alotriomorfo e intersticial (ver foto 3.59), presentando macla en enrejado y ocasionalmente de Karlsbad. El sistema pertítico es de tipo *vein* y *patch* y está bien desarrollado. Contiene frecuentes inclusiones de plagioclasa, biotita y moscovita. Rara vez constituye megacristales, presentando entonces pertitas de tipo *braided* e inclusiones de cuarzo (ver foto 3.58).

La plagioclasa se presenta en forma de cristales subidiomorfos o alotriomorfos, con zonado continuo u ocasionalmente oscilatorio, en ambos casos poco acentuado. El maclado es de tipo polisintético y/o simple, y puede estar ligeramente flexionado. Contiene inclusiones de pequeño tamaño de biotita, moscovita, circón, apatito y minerales opacos. El núcleo está por lo general intensamente reemplazado por un agregado de cristales alotriomorfos de sericita, moscovita, prehnita y feldespato potásico.

Raramente forma fenocristales, de tamaños máximos de 6 x 9 mm, con abundantes inclusiones de cuarzo alotriomorfo y biotita subidiomorfa o alotriomorfa, e intensamente

sericitizados. Su maclado es de tipo polisintético o según la ley de la periclina, y sus bordes están engranados con otros cristales de la matriz.

La *biotita* forma cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos de tamaño medio en torno a 1 mm (ver foto 3.60). Su color de pleocroísmo varía entre castaño rojizo intenso y marrón amarillento. Contiene frecuentes inclusiones de circón alotriomorfo o subprismático inferior a 150 μm , escasos apatitos prismáticos de hasta 50 x 120 μm y minerales opacos alotriomorfos primarios menores que 60 μm . Puede estar reemplazada parcialmente por moscovita alotriomorfa que engloba en su seno minerales opacos alotriomorfos secundarios, o por prehnita interfoliar fusiforme y, más raramente, por clorita con exolución de minerales opacos finos y feldespato potásico alotriomorfo. Su contenido en la roca oscila alrededor del 4-6%.

La *moscovita*, en proporciones claramente inferiores respecto a la biotita, puede aparecer bien sea como cristales individualizados alotriomorfos de tamaños en torno a 1.2 mm, bien como reemplazamientos parciales en plagioclasas sericitizadas o en biotitas, o bien en agregados junto a biotita, pseudomorfizando a antiguas cordieritas. En el primero de los casos, el más frecuente, muestra frente a feldespato potásico una recristalización por otra moscovita de grano muy fino y secciones aciculares (ver foto 3.59).

Con carácter accesorio, se detecta la presencia de pseudomorfos de antiguos cristales de *cordierita*, con geometrías irregulares o subprismáticas (ver foto 3.60) y tamaños entre 0.5 y 2 mm. Están formados por un entramado de cristales subidiomorfos o laminares de moscovita verdosa, moscovita incolora y, en menor proporción, biotita de tonalidad marrón verdosa.

Ocasionalmente, al grupo de minerales accesorios ya descritos (circón, apatito y minerales opacos) se le suma la *monacita*, con morfologías cuadrangulares y tamaños inferiores a 60 μm , incluida en feldespato potásico.

3.2.4 STOCKS DE MAJADILLAS (MONZOGRANITO BIOTÍTICO MICROPORFÍDICO CON MEGACRISTALES; MAJ)

En esta unidad se incluyen dos pequeños afloramientos situados en la zona central del sector (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3), entre las localidades de Navaquesera y Burgohondo. Su superficie de afloramiento es de 1.3 Km^2 (0.6 y 0.7 Km^2 para los afloramientos oriental y occidental respectivamente).

No presenta contraste morfológico acentuado respecto al granitoide en el que intruye (complejo plutónico de Navalosa). El monzogranito de Majadillas se caracteriza por la presencia de pequeños lanchares tendidos de pocos metros cuadrados de superficie y bloques subredondeados de dimensiones métricas.

Las únicas referencias a estos afloramientos son las realizadas en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 número 555 (Navatlgordo) (I.T.G.E., en preparación, d), en el que son denominados monzogranito biotítico microporfídico o tipo Majadillas, destacando su carácter microporfídico y la presencia de cuarzos gruesos subredondeados y corroídos y pseudomorfos de cordierita.

3.2.4.1 Aspectos macroscópicos

Es un monzogranito biotítico de textura microporfídica de dos tiempos con escasos fenocristales de cuarzo, megacristales y fenocristales de feldespato potásico y pseudomorfos de cordierita (ver foto 3.61). El tamaño de grano de la matriz es medio, salvo en el límite septentrional del afloramiento occidental, en donde se desarrolla una facies marginal por enfriamiento de potencia decimétrica cuya única diferencia respecto a la facies común consiste en una ligera disminución del tamaño de grano.

Los fenocristales de cuarzo tienen morfologías subredondeadas y tamaños medios entre 3 y 6 mm, aunque pueden llegar a alcanzar los 8 mm.

Los megacristales de feldespato potásico se encuentran bastante espaciados, normalmente separados entre sí por distancias entre 10 y 20 cm. Tienen color blanco y secciones rectangulares con tamaños inferiores a 5 x 2 cm, siendo el término medio 2.5 x 1.5 cm.

La biotita, de tamaño de grano medio (entre 1 y 4 mm), se presenta en pequeñas placas individualizadas y con hábitos subidiomorfos.

Los escasos pseudomorfos de cordierita están formados por agregados micáceos verdosos de morfología subprismática y dimensiones milimétricas.

Los enclaves, también muy escasos, son de tipo micáceo y, en menor proporción, microgranudo oscuro. Los enclaves micáceos son inferiores a 2 cm y están formados por un agregado biotítico. Presentan secciones ahusadas paralelas a la orientación del monzogranito. Los enclaves microgranudos oscuros tienen tamaño de grano fino y dimensiones centi- a decimétricas.

La orientación del monzogranito de Majadillas es de carácter tectónico y muy débil. Está definida por un leve estiramiento mineral de algunos de los agregados de cuarzo y ocasionalmente de las biotitas, junto con la disposición paralela de los enclaves, según direcciones entre N330°E y N10°E, subverticales.

3.2.4.2 Aspectos microscópicos

El monzogranito de Majadillas tiene una textura microporfídica de dos tiempos, con una matriz de tamaño de grano fino, fundamentalmente cuarzo-feldespática, en la que destacan

fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y cordierita de tamaño de grano medio a grueso (ver foto 3.62).

Los fenocristales de cuarzo varían en tamaño desde 1 hasta 8 mm, promediable en el intervalo 3-6 mm, y suelen estar formados por un único cristal, con extinción ondulante no direccional. Los más grandes muestran bordes netos y morfologías subredondeadas, mientras que los más pequeños (generalmente los inferiores a 5 mm) presentan bordes ligeramente indentados con los componentes de la matriz y secciones que varían de subredondeadas (ver foto 3.63) a alotriomorfas. Contienen escasas inclusiones de feldespato potásico alotriomorfo y biotita, moscovita y circón subidiomorfos.

El feldespato potásico tiene un sistema perítico poco desarrollado, de tipo *film*, y contiene inclusiones alotriomorfas de cuarzo. Los fenocristales y megacristales de feldespato potásico, poco frecuentes, presentan secciones rectangulares con tamaños que varían desde 2 x 1.3 mm hasta 5 x 2 cm. El intervalo más usual es el de tamaños inferiores a 9 x 6 mm. Muestran maclado de Karlsbad y en enrejado débilmente definido, junto con perititas de tipo *vein* y *braided*. Las inclusiones que contienen son cuarzos alotriomorfos y biotitas y plagioclasas subidiomorfas. Hacia las zonas de borde de los cristales puede existir una corona interna de textura mirmequítica formada por inclusiones dactilíticas de cuarzo y escasa plagioclasa, más allá de la cual el cristal feldespático presenta un borde de recrecimiento con inclusiones de cuarzo e indentado con los cristales de la matriz (ver foto 3.64).

Las plagioclasas suelen presentar maclado polisintético y zonado continuo poco acentuado. Los fenocristales de plagioclasa son subidiomorfos o alotriomorfos, con tamaños comprendidos entre 1 y 6 mm. Presentan un núcleo con zonado continuo u oscilatorio difuso y un borde subidiomorfo con zonado continuo. El maclado, bastante frecuente, suele ser de tipo polisintético. Las escasas inclusiones contenidas en los cristales de plagioclasa son biotitas subidiomorfas inferiores a 200 μm , apatitos prismáticos gruesos de hasta 330 μm o minerales opacos primarios, alotriomorfos y menores que 120 μm .

Las biotitas tienen un pleocroísmo que varía de castaño intenso a pardo amarillento claro. Son subidiomorfas, y pueden estar individualizadas o formando agregados generados por una poligonización incipiente de cristales previos. En este último caso, los límites de los subgranos están marcados por una fina banda discontinua de minerales opacos secundarios (ver foto 3.65). Frecuentemente los bordes de los cristales de biotita están recrystalizados a un agregado de moscovita alotriomorfa con abundantes inclusiones de minerales opacos secundarios. Las inclusiones más frecuentes en las biotitas que forman parte de la matriz de la roca son apatitos con hábitos diversos, que pueden presentar secciones desde prismáticas gruesas inferiores a 450 x 250 μm hasta prismáticas alargadas de 75 x 15 μm . El resto de inclusiones está formado por circones alotriomorfos con tamaños menores que 30 μm y por escasos minerales opacos primarios con hábitos alotriomorfos.

Los fenocristales de biotita son en su mayoría cristales individualizados subidiomorfos, aunque en ocasiones pueden ser agregados formados por poligonización de cristales previos. Sus tamaños varían desde los propios de la matriz (inferiores a 1 mm) hasta 4 mm, siendo los más frecuentes los de 1.5-2 mm. El color de pleocroísmo y las inclusiones minerales son los mismos que para las biotitas de la matriz, salvo por la presencia de monacita, poco abundante, con secciones romboidales y desarrollo de halos pleocroicos. Su tamaño oscila en torno a 75 μm .

Las alteraciones presentes en los cristales de biotita pueden consistir o bien en una sustitución de los bordes del cristal por un agregado de moscovita y minerales opacos secundarios o bien en una leve cloritización acompañada en ocasiones por formación de ortosa, de minerales opacos y, con menor frecuencia, de rutilo sagenítico o epidota. La deformación intracristalina produce en las biotitas flexiones en los planos de exfoliación (ver foto 3.65), kinkados e incluso poligonizaciones incipientes.

Los fenocristales de cordierita observables a simple vista son muy escasos, pero los de tamaños inferiores a 2 mm son, aún encontrándose en cantidades accesorias, relativamente frecuentes. Están totalmente sustituidos por un entramado de cristales subidiomorfos o alotriomorfos de biotita marrón, biotita verde y moscovita interdigitadas, más un agregado formado por pequeños cristales de sericita (ver foto 3.63). La morfología de estos agregados varía desde subprismática hasta alotriomorfa.

Las moscovitas proceden del reemplazamiento parcial de la biotita o de la transformación de la cordierita, y tienen morfologías alotriomorfas.

Los minerales accesorios presentes en el granitoide de Majadillas, previamente descritos, son, en orden de abundancia decreciente, apatito, minerales opacos, circón y monacita. Los dos primeros forman inclusiones en cristales de biotita y plagioclasa, el circón se encuentra mayoritariamente incluido en biotita y en menor proporción en cuarzo y la monacita, de aparición ocasional, es englobada por fenocristales de biotita.

3.2.5 PLUTÓN DE LOS BOQUERONES (LEUCOGRANITO BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICO CON CORDIERITA DE GRANO MEDIO A FINO; BOQ)

El plutón de Los Boquerones forma un pequeño cuerpo circunscrito en el extremo suroccidental del área, con una superficie de afloramiento de unos 6 Km^2 , que intruye en la facies común del complejo plutónico de Navalosa.

Este granitoide da un paisaje suave, alomado, con presencia frecuente de bolos subredondeados de dimensiones métricas.

Es tratado en diversos trabajos realizados en la zona. Bea & Moreno-Ventas (1985 a y b) lo incluyen en el grupo de granitos de dos micas y leucogranitos intrusivos, pertenecientes a la serie de granitoides de feldespato alcalino. Se caracterizan por su textura equigranular con una ligera tendencia porfídica y por la presencia de biotita, moscovita y pseudomorfos de cordierita. Son pobres en enclaves y están afectados por una tenue foliación subvertical N-S. Bea (1985) lo caracteriza como un cuerpo netamente intrusivo incluido en la superficies FA (granitoides de feldespato alcalino), dominada por términos leucograníticos con unos márgenes composicionales muy limitados. Moreno-Ventas (1991) describe someramente al plutón de Los Boquerones en su tesis doctoral, destacando su carácter leucogranítico peraluminico y el predominio de facies equigranulares. Pereira (1992) califica a este plutón en su esquema cartográfico como granito de dos micas, sin precisar más acerca de su naturaleza. Por último, en la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 de Navatlgordo (número 555), I.T.G.E. (en preparación, d) realiza una breve caracterización petrográfica y química, haciendo resaltar la tendencia equigranular y levemente porfídica, el predominio de biotita sobre moscovita y la presencia de andalucita y pseudomorfos de cordierita.

3.2.5.1 Aspectos macroscópicos

El plutón de Los Boquerones está constituido por un leucogranito biotítico-moscovítico con cordierita, de tamaño de grano medio a fino, que intruye de un modo neto en el extremo SO del complejo plutónico de Navalosa, cerca del contacto entre éste, el complejo anatético de la Peña Negra y las granodioritas de Hoyos del Espino (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

Se caracteriza por presentar una textura groseramente equigranular de tamaño de grano fino a medio (ver foto 3.66), en ocasiones con una cierta afinidad con texturas de dos tiempos que se manifiesta en la presencia de cristales de 5-8 mm de cuarzo y biotita. Es un leucogranito de dos micas, con muy escasos megacristales de feldespato de sección subrectangular y tamaños en torno a 2-3 x 8 mm y cordieritas subredondeadas o subprismáticas inferiores a 15 mm. La abundancia de este mineral es muy variable, pero siempre se encuentra en proporciones accesorias. La biotita está por lo general individualizada, aunque localmente puede formar pequeños agregados irregulares.

Los enclaves que presenta son muy escasos. Se trata fundamentalmente de tipos microgranudos oscuros de dimensiones decimétricas y ligeramente elongados, sin estructuración interna ni orientación preferente. En menor proporción, y cerca del contacto septentrional con el granitoide regional, pueden encontrarse enclaves de bordes difusos formados por fragmentos del monzogranito de Navalosa.

No se observan en este plutón fábricas internas causadas por flujo magmático ni tectónicas. Su estructura es totalmente isótropa. Las manifestaciones filonianas relacionadas con él tienen escaso desarrollo, y se limitan a venas leucograníticas de potencias centimétricas

inyectadas en el granitoide encajante en las inmediaciones del contacto. Dichas venas tienen un borde neto y rectilíneo, y su textura es aplítica, con pequeñas cantidades de biotita y escasa moscovita.

3.2.5.2 Aspectos microscópicos

El leucogranito de Los Boquerones muestra una única facies en toda su superficie de afloramiento. Tiene textura inequigranular hipidiomorfa, de tamaño de grano medio a fino (ver foto 3.67), en ocasiones con un porfidismo poco contrastado condicionado por la presencia de escasos megacristales feldespáticos.

La paragénesis principal está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, siendo circón, minerales opacos, cordierita, apatito y monacita los minerales accesorios y sericita, moscovita, clorita y minerales opacos los productos de la degradación de la mineralogía original. No se ha encontrado andalucita, aunque se cita en la hoja correspondiente del Mapa Geológico Nacional (Navatalgordo, número 555, I.T.G.E., en preparación, d).

El cuarzo forma agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño promediable en 0.4 mm. Ocasionalmente estos agregados adoptan geometrías subredondeadas que nunca superan los 2 mm.

El feldespato potásico, de carácter intersticial, forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos de tamaño de grano fino a medio. Localmente adopta la forma de megacristales subrectangulares inferiores a 1 cm (ver foto 3.68), con macla de Karlsbad frecuente y ocasionalmente en enrejado poco definida. Estos megacristales tienen un sistema peritítico de escaso desarrollo, con tipos *vein* y *patch*. Contienen inclusiones milimétricas de plagioclasa y cuarzo alotriomorfos y de biotita y moscovita subidiomorfas. En relación con las zonas peritíticas se desarrolla un leve punteado sericítico. La única evidencia de deformación intracristalina la constituye una ligera y no siempre presente extinción ondulante.

La plagioclasa forma cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos de tamaño de grano fino a medio, con zonado continuo poco acentuado y maclado polisintético. Contiene inclusiones de moscovita, minerales opacos, biotita y cuarzo, y el núcleo de los cristales está intensamente reemplazado por sericita \pm moscovita (ver foto 3.69).

La biotita constituye cristales subidiomorfos o alotriomorfos individualizados, aunque también puede formar agregados policristalinos de geometría irregular junto con moscovita, mineral por el que es frecuentemente reemplazada. Incluye algunos minerales opacos alotriomorfos de tamaño de grano fino o muy fino y circón alotriomorfo. Otras inclusiones, francamente escasas, son apatitos de sección rectangular gruesa y monacitas subidiomorfas. La mayoría de los cristales de biotita están transformados a clorita \pm minerales opacos. El

contenido de biotita en este granitoide varía entre el 3% y el 4% por término medio, alcanzando rara vez porcentajes cercanos al 8%.

La moscovita, además de formar agregados junto a biotita, se presenta en cristales individualizados, alotriomorfos o subidiomorfos, de bordes irregulares frente a plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico (ver foto 3.67). En las zonas de contacto con este último, está intercrecida en los bordes con micas blancas de sección acicular y tamaño de grano fino. Incluye biotita, cuarzo y minerales opacos de tamaño de grano fino o muy fino. Se encuentra en proporciones ligeramente superiores a las de la biotita.

Entre las fases accesorias no incluidas dentro de feldespatos o micas se cuentan minerales opacos alotriomorfos o subidiomorfos de tamaño de grano fino y pseudomorfos de cordierita. Estos últimos tienen geometría variable entre irregular y subredondeada (ver foto 3.68) o subprismática y tamaños inferiores a 3 mm, promediables en 1 mm. Están formados por un entramado de cristales de moscovita + biotita ± sericita ± minerales opacos, que reemplazan totalmente a la cordierita, de la cual no queda ningún vestigio.

3.2.6 CONJUNTO GRANÍTICO DE CUERVO (GRANITO BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICO CON CORDIERITA DE GRANO MEDIO A FINO)

El conjunto de granitoides de Cuervo está formado por cuatro afloramientos (aproximadamente 2 Km²), situados entre el embalse de Burguillo y El Barraco, de dimensiones variables, desde menos de 0.01 Km² para el más pequeño hasta 1.8 Km² para el mayor de ellos, localizado en torno al vértice geodésico denominado Cuervo (951 m). El 99% de la superficie total del conjunto corresponde a este último, que intruye, al igual que el resto del conjunto, en la facies común del complejo plutónico de Navalosa (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

Esta litología determina el desarrollo de un paisaje en forma de pequeños bolos y lanchares (ver foto 3.70), que no contrasta respecto al granitoide encajante.

Hasta el momento estos granitoides no han sido diferenciados en la bibliografía previa. En la publicación más reciente (Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 número 556, I.T.G.E., en preparación, e) es incluido dentro del grupo de leucogranitos indiferenciados intrusivos en el plutón de Navalosa.

3.2.6.1 Aspectos macroscópicos

Este conjunto plutónico está constituido por granitos de tendencia leucocrática y tamaño de grano medio a fino con biotita, moscovita y cordierita accesorias.

Los bajos buzamientos de los planos de contacto indican que el conjunto intruye en el granitoide de Navalosa a modo de láminas tendidas discordantes, de potencias hectométricas. No se ha observado ningún tipo de conexión de estas láminas con otros cuerpos de mayores dimensiones. Se adelgazan en sentido longitudinal y terminan como diques de textura microporfídica y potencias generalmente inferiores a 5 m. La intrusión del granito de Cuervo en el monzogranito de Navalosa se realiza en un momento en el que este último no está totalmente consolidado, pues en la zona de contacto puede apreciarse cómo el granito engloba megacristales de feldespato potásico arrancados del plutón encajante.

La textura que muestran los granitos que forman el conjunto de Cuervo (ver foto 3.71) es equigranular de tamaño de grano medio a fino, entre 0.5 y 2 mm, salvo en las zonas marginales, en las que tiene una cierta tendencia microporfídica. En este caso, destacan en la matriz cuarzo-feldespática de la roca escasos fenocristales de cuarzo subredondeados de hasta 6 mm de diámetro, pequeños feldespatos potásicos rectangulares blancos inferiores a 1.5 x 3 cm y poco contrastados, biotitas individualizadas menores que 2 mm, moscovita milimétrica en proporciones subordinadas y cordierita subprismática de tamaños entre 2 y 8 mm, promediable en 3-4 mm y recrystalizada a un agregado micáceo.

Los enclaves, de aparición ocasional, son de tipo micáceo, con tamaños que no sobrepasan 1 cm de dimensión máxima.

La fábrica que presentan es generalmente isótropa. Tan sólo en una zona se detecta una foliación de orientación N45°E/70°NO definida por un estiramiento de cuarzo, cordierita y biotita, que corresponde a una banda perteneciente a la familia de cizallas NE-SO que retocan la geometría original del afloramiento principal.

3.2.6.2 Aspectos microscópicos

La textura de estos granitos es inequigranular hipidiomorfa de tamaño de grano fino a medio (ver foto 3.72). La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, con cantidades accesorias de cordierita totalmente alterada, minerales opacos, circón y apatito. Los minerales de origen secundario son sericita, moscovita, clorita, minerales opacos, feldespato potásico, titanita, rutilo y biotita.

La roca está formada por una matriz con escasos fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. La matriz es un agregado policristalino de tamaño de grano fino promediable en 0.5-0.7 mm, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y minerales opacos.

El cuarzo forma agregados policristalinos de geometría desde irregular hasta subredondeada, cuyos individuos muestran bordes ligeramente indentados. El tamaño máximo es de 5 mm, pero la media se sitúa en torno a 1.5-2 mm.

El feldespato potásico, alotriomorfo e intersticial, presenta macla en enrejado y de Karlsbad, un sistema pertítico de tipo *patch* escasamente desarrollado y contiene inclusiones de cualquiera de las otras fases minerales principales. En los contactos entre cristales de feldespato potásico nuclea un delgado cordoncillo de plagioclasa albitica alotriomorfa.

Cuando el feldespato potásico forma fenocristales, éstos alcanzan tamaños de 1.5 x 3 mm. Presentan macla en enrejado, pertitas de tipo *patch* e inclusiones de cuarzo y biotita. El borde de los fenocristales está indentado con los demás componentes mineralógicos de la matriz.

La plagioclasa, normalmente alotriomorfa pero en ocasiones subidiomorfa, muestra un maclado polisintético (ver foto 3.73). El zonado es en la mayoría de los casos inexistente, aunque en un pequeño porcentaje de individuos es continuo u oscilatorio, siempre muy difuso. Contiene inclusiones de cuarzo, moscovita, minerales opacos y biotita de tamaños inferiores a 100 μm . Está fuertemente reemplazada, preferentemente hacia las zonas de núcleo de los cristales, por sericita y moscovita, acompañadas ocasionalmente por un parcheado de feldespato potásico.

Los fenocristales, subidiomorfos e inferiores a 3 mm, muestran las mismas características que el resto de la plagioclasa, salvo que el zonado es continuo y bien marcado y que las inclusiones de cuarzo, dispuestas hacia la periferia de los cristales, los confieren un cierto aspecto textural granofídico. Esta característica está mejor desarrollada en las zonas de borde de los apuntamientos graníticos que constituyen este grupo.

La biotita, con un color de pleocroísmo que varía entre castaño y pardo amarillento, se presenta generalmente en forma de cristales individualizados alotriomorfos o subidiomorfos, inferiores a 1.3 mm y casi totalmente recrystalizados a clorita + minerales opacos secundarios \pm rutilo saenítico \pm titanita. Además, puede estar parcialmente reemplazada por moscovita \pm minerales opacos. Contiene escasas inclusiones de minerales opacos, circón, cuarzo y apatito alotriomorfos.

La moscovita (ver foto 3.72) forma cristales de tamaño de grano inferior a 1.5 mm con hábitos esqueléticos, o bien reemplaza parcialmente a biotita y plagioclasa.

Los pseudomorfos de posible cordierita son muy escasos. Están formados por un entramado de moscovita + biotita verde \pm biotita marrón, y son de pequeño tamaño, inferior a 1.5 mm, con morfologías subredondeadas (ver foto 3.73) o subprismáticas.

Los minerales opacos primarios, alotriomorfos, son de tamaño de grano fino (menores que 300 μm) y se encuentran dispersos en la matriz o incluidos en biotita y plagioclasa.

Otros minerales accesorios son circón alotriomorfo y apatito columnar fino, incluidos generalmente en biotitas y de pequeño tamaño, no rebasando los 150 μm .

3.2.7 CONJUNTO GRANÍTICO DE EL SALOBRAI (LEUCOGRANITO MICROPORFÍDICO BIOTÍTICO-MOSCOVÍTICO CON CORDIERITA; SLBR)

Este conjunto plutónico está formado por nueve afloramientos dispersos en el área oriental, situados entre Navalunga, San Juan de la Nava y El Barraco (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3). La superficie total que ocupan es de unos 4 Km², correspondiendo poco más de 3 Km² al mayor de ellos, localizado en los alrededores del paraje conocido como El Salobral.

La morfología desarrollada sobre él da lugar a formas suaves, a modo de lájas subhorizontales.

Este grupo de afloramientos es estudiado en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000, número 556 (I.T.G.E., en preparación, e) bajo el nombre de leucogranito aplítico tabular, destacando su carácter leucocrático y su aspecto textural homogéneo. Es mineralógicamente distintiva la presencia de biotita, moscovita, turmalina y cordierita.

3.2.7.1 Aspectos macroscópicos

El leucogranito de El Salobral es un granitoide de textura microporfídica y tamaño de grano fino a medio. Intruye en la facies común del monzogranito de Navalosa, proyectando en él numerosos diques de bordes netos. En la zona de contacto se genera una auténtica brecha, con desmembramiento de bloques angulosos decimétricos a métricos del granitoide encajante (ver foto 3.74). Ello evidencia el comportamiento frágil del complejo plutónico de Navalosa en el momento del emplazamiento del leucogranito de El Salobral, fenómeno que tiene lugar según un mecanismo de fracturación hidráulica.

La roca está compuesta por una matriz cuarzo-feldespática de tamaño de grano fino, muy homogénea, en la que destacan escasos fenocristales de cuarzo subredondeados de hasta 3-4 mm de diámetro, feldespato potásico rectangular blanco de dimensiones máximas 0.8 x 1.2 cm, biotita individualizada inferior a 3-4 mm o en agregados menores que 8 mm y parcialmente reemplazada por moscovita de tamaño de grano fino, y nódulos de cordierita alterada de 4-6 mm de diámetro, que son algo más frecuentes en el extremo septentrional del afloramiento principal, aunque siempre se encuentran en proporciones accesorias.

Los enclaves son prácticamente inexistentes, salvo en la zona occidental del afloramiento de mayor extensión, en donde pueden encontrarse enclaves de tipo micáceo elongados y de dimensiones 2-3 x 6-10 mm, y en la zona oriental, donde abundan los enclaves angulosos del granitoide encajante.

La orientación de tipo tectónico es ocasional y está muy localizada espacialmente, característica propia de la F₄ hercínica. Se manifiesta en los sectores occidentales del conjunto

por un estiramiento de cuarzo y recristalización de biotita según orientaciones N170°-180°E, con buzamientos muy elevados (entre 80°E y 90°).

3.2.7.2 Aspectos microscópicos

Se trata de un leucogranito biotítico-moscovítico de textura inequigranular hipidiomorfa y tamaño de grano fino (ver foto 3.75) promediable en 0.8-1 mm, aunque algunos cristales de feldespato pueden llegar a alcanzar los 5 mm de dimensión máxima. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, mientras que accesoriamente tiene cordierita, apatito, minerales opacos, circón y turmalina. La retrogradación de este conjunto mineralógico da lugar a la neoformación de sericita, moscovita, clorita, prehnita, minerales opacos, feldespato potásico y biotita.

El cuarzo forma agregados policristalinos de geometría irregular y con extinción ondulante no direccional, inferiores a 1 mm, salvo en las raras ocasiones en que adopta la forma de agregados subredondeados de hasta 3-4 mm de diámetro.

El feldespato potásico constituye cristales alotriomorfos o subidiomorfos de tamaño medio 0.6 mm, aunque puede alcanzar los 1.5 x 3.6 mm. Es de carácter intersticial frente a plagioclasa y biotita, así como frente a algunos cuarzos y moscovitas. Muestra siempre macla en enrejado y ocasionalmente según la ley de Karlsbad. El sistema peritítico, de escaso desarrollo, es de tipo *patch* y, en menor proporción, *film*. Contiene inclusiones de plagioclasa, biotita, moscovita y cuarzo, pudiendo dar lugar este último a texturas granofídicas hacia las zonas de borde de los cristales. En los contactos entre cristales de feldespato potásico puede nuclear plagioclasa albitica alotriomorfa.

La plagioclasa adopta hábitos subidiomorfos o alotriomorfos con un tamaño similar al del feldespato potásico (0.6 mm de media), aunque la dimensión máxima que pueden alcanzar es algo mayor, de hasta 2.5 x 5.3 mm. Presenta maclado polisintético y zonado continuo, con un núcleo fuertemente reemplazado por sericita + moscovita ± prehnita ± feldespato potásico. Contiene inclusiones de apatitos prismáticos finos de 10 x 75 µm, minerales opacos alotriomorfos inferiores a 25 µm y biotitas subidiomorfas menores que 150 µm.

La biotita y la moscovita se encuentran en proporciones similares. Aquella aparece en tres contextos texturales diferentes. El más común de ellos es en forma de cristales subidiomorfos individualizados (ver foto 3.75), con color de pleocroísmo entre castaño rojizo y pardo amarillento. Contiene inclusiones de pequeño tamaño de apatitos prismáticos gruesos de 40 x 80 µm, circones alotriomorfos con el mismo tamaño y minerales opacos alotriomorfos primarios inferiores a 120 µm. Puede estar levemente flexionada, e incluso en alguna ocasión recristaliza paralelamente a la débil foliación que muestra la roca. Está parcialmente sustituida por moscovita o por clorita + minerales opacos.

También puede formar parte de pseudomorfos de cordierita, junto a moscovita y cuarzo, adquiriendo un color de pleocroísmo en tonos verdes.

Minoritariamente la roca contiene agregados biotíticos de geometría subredondeada y tamaños del orden de 1.8 mm, aunque ocasionalmente pueden llegar a 6 mm. Los cristales que los constituyen muestran las mismas características que las biotitas individualizadas, y están reemplazados hacia los bordes de grano por moscovita más minerales opacos.

La moscovita se presenta comúnmente como cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos o como agregados de pocos individuos, de tamaño medio 450 μm y bordes irregulares. En la mayoría de los casos se asocia a biotita, a la que reemplaza (ver foto 3.76). En contacto con feldespato potásico, está reemplazada por otra mica blanca de tamaño muy fino alotriomorfa. En menores proporciones, la moscovita es un producto de neoformación a partir de feldespatos, biotita o cordierita.

Los pseudomorfos de cordierita, con tamaños medios de 1.7 mm y máximos de 6 mm, son subprismáticos o subredondeados, y están formados por un entramado de biotita y moscovita interdigitadas más cuarzo intersticial ocasional (ver foto 3.75).

Otros minerales accesorios son apatito, con hábitos prismáticos finos cuando está incluido en plagioclasa y prismáticos gruesos cuando está incluido en biotita, minerales opacos primarios, sobre todo incluidos en biotita pero también dispersos por toda la roca, circón incluido en biotita, y escasa turmalina posiblemente de tipo elbaítico, alotriomorfa o subidiomorfa, inferior a 90 μm y con color de pleocroísmo en tonos azul claro, siempre relacionada con moscovita (ver foto 3.76).

3.2.8 AFLORAMIENTO DE SAN MARTÍN DE LA VEGA DEL ALBERCHE (LEUCOGRANITO MOSCOVITICO-BIOTITICO DE GRANO MEDIO; SMVA)

El granitoide de San Martín de la Vega del Alberche es un pequeño afloramiento situado al este de dicha localidad, en el sector occidental del área de estudio, de dimensiones 250 x 250 m (0.06 Km^2) y totalmente rodeado por los materiales sedimentarios que forman la cuenca del alto Alberche (ver mapa geológico del sector en el apéndice 10.3).

Aflora en forma de suaves lanchares de pocos metros cuadrados de superficie, sin llegar a constituir ninguna anomalía morfológica positiva respecto a los sedimentos circundantes (ver foto 3.77).

Dadas sus reducidas dimensiones, no había sido estudiado hasta la realización de la hoja número 555 (Navatargordo) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 (I.T.G.E., en preparación, d), en donde se resalta el hecho de que se trata de un pequeño macizo claramente

diferenciable del resto de los granitoides del área. Se trata de un leucogranito con moscovita y biotita y de tamaño de grano medio.

3.2.8.1 Aspectos macroscópicos

Este afloramiento está formado por un leucogranito de tamaño de grano medio con moscovita y biotita (ver foto 3.78). Presenta una textura granuda, con micas individualizadas y mayor cantidad de moscovita que de biotita. No contiene megacristales ni enclaves, así como tampoco muestra evidencias de deformación.

Sus relaciones de contacto con los demás plutones están ocultas por los materiales detríticos de la cuenca sedimentaria en la que aflora. A pesar de su localización adyacente al complejo anatético de la Peña Negra, y sus peculiaridades composicionales, que permiten diferenciarlo claramente tanto del CPR como del CPAC (ver capítulo de geoquímica), ha sido incluido en el CPAC puesto que éste no conlleva ninguna significación genética.

3.2.8.2 Aspectos microscópicos

El leucogranito de San Martín de la Vega del Alberche presenta una textura inequigranular hipidiomorfa (ver foto 3.79), con un tamaño de grano promediable en 2 mm e inferior a 5 mm salvo para las moscovitas, que no sobrepasan los 2.6 mm. La mineralogía principal está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, siendo biotita, minerales opacos, pseudomorfos cordieríticos y circón los minerales accesorios. Entre los productos secundarios se cuentan sericita, clorita, moscovita, feldespato potásico y minerales opacos.

El cuarzo forma cristales individualizados con marcada tendencia a mostrar bordes automorfos frente a feldespato potásico, o agregados policristalinos integrados por pocos individuos con límites de grano netos y rectilíneos.

El feldespato potásico, intersticial respecto a plagioclasa, moscovita, cordierita y algunos cuarzos (ver foto 3.79), es alotriomorfo y presenta macla en enrejado débilmente definida. Su rasgo más prominente es el gran desarrollo que alcanza el sistema peritítico, siendo éste de tipo *patch*, *vein* y *string*. Contiene inclusiones de cuarzo, plagioclasa y cordierita, y muestra ocasionalmente un leve punteado sericítico como única alteración.

La plagioclasa, subidiomorfa o alotriomorfa, presenta maclado polisintético o según la ley de la periclina. El zonado es inexistente o continuo poco acentuado. Contiene inclusiones de minerales opacos y cordierita, y está intensamente reemplazada por sericita y moscovita alotriomorfa, así como por feldespato potásico alotriomorfo en forma de parches.

La moscovita forma cristales subidiomorfos alargados (ver foto 3.80) con una ligera coloración verde-amarillenta que en ocasiones se agrupan para dar lugar a agregados de

geometría irregular. Está flexionada e incluso poligonizada. Contiene escasas inclusiones de minerales opacos alotriomorfos, bien sea a favor de los planos de exfoliación o bien en forma de microinclusiones (inferiores a 15 μm) alotriomorfas dispersas. Reemplaza parcialmente a las escasas biotitas de la roca. En menor proporción, constituye un subproducto de la alteración de las plagioclasas y de las cordieritas.

La biotita, muy escasa, forma cristales individualizados subidiomorfos o alotriomorfos, intensamente cloritizados y/o moscovitizados, con inclusiones de minerales opacos y feldespato potásico secundarios. Presenta pleocroísmo desde tonalidades marrones poco intensas hasta pardas amarillentas claras.

Los pseudomorfos de cordierita son subprismáticos (ver foto 3.80) o equidimensionales, y de pequeño tamaño, entre 0.7 y 2 mm. Están formados por un agregado de moscovita y escasos minerales opacos más biotita.

Los minerales opacos de carácter primario son alotriomorfos, muy escasos y se encuentran incluidos en cuarzo, plagioclasa y moscovita.

El circón puede considerarse como ocasional, y es siempre de pequeño tamaño (inferior a 90 μm).

3.3 FOTOGRAFIAS DE CAMPO Y MICROSCOPIO

BARAJAS



Foto 3.1: Aspecto textural. Fenocristales de cordierita, megacristales de feldespato potásico y enclaves micáceos.

BARAJAS

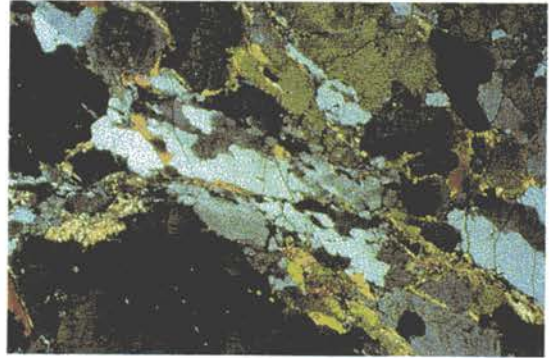


Foto 3.2: Detalle de la foliación tectónica. Nícoles cruzados. La base de la foto equivale a 5.1 mm reales.

BARAJAS

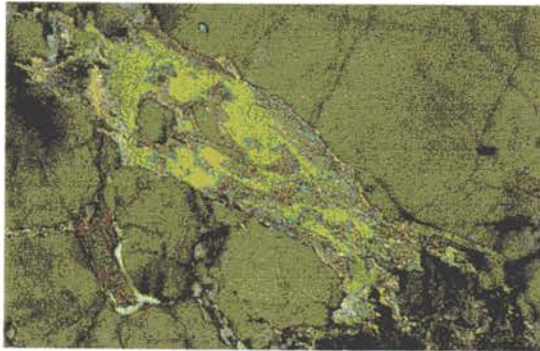


Foto 3.3: Fracturación en feldespato potásico recrystalizado por moscovita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

BARAJAS



Foto 3.4: Agregado policristalino biotítico deformado y reemplazado parcialmente por moscovita + opacos. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVACEPEDILLA



Foto 3.5: Aspecto geomorfológico.

NAVACEPEDILLA



Foto 3.6: Aspecto textural del monzogranito.

NAVACEPEDILLA



Foto 3.7: Orientación de flujo en enclave tonalítico métrico.

NAVACEPEDILLA

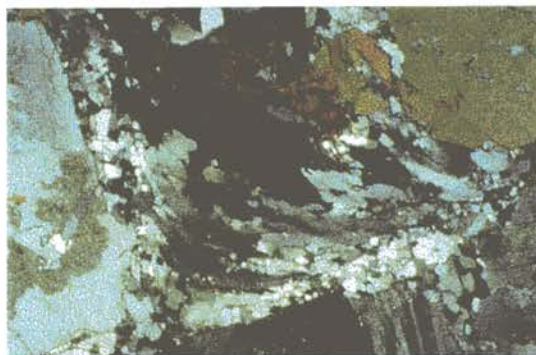


Foto 3.8: Recristalización direccional de granos de cuarzo. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVACEPEDILLA

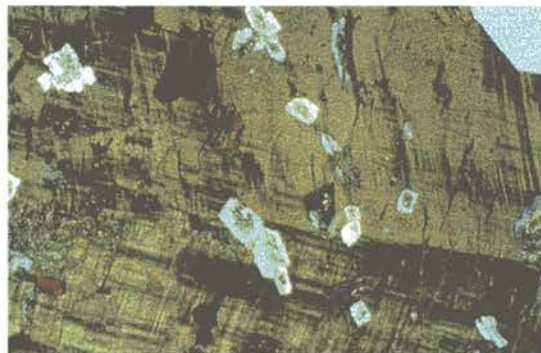


Foto 3.9: Megacrystal de FK con macla de Karlsbad, en enrejado e inclusiones de plagioclasas. Borde automorfo de cuarzo frente al feldespato. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVACEPEDILLA



Foto 3.10: Plagioclase con zonado oscilatorio difuso y borde albitico alotriomorfo de textura mirmekítica frente a feldespato potásico. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVACEPEDILLA

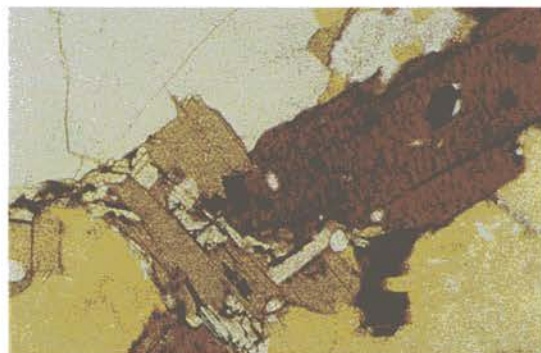


Foto 3.11: Agregado policristalino biotítico formado por coalescencia. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVACEPEDILLA

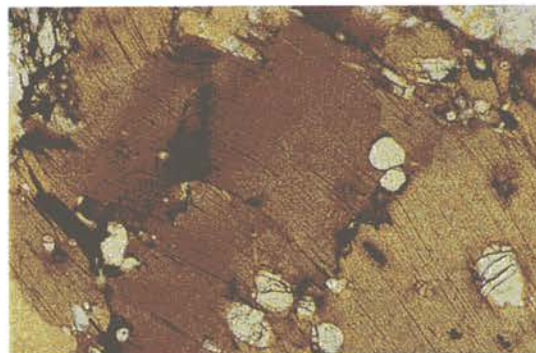


Foto 3.12: Cristal de biotita con inclusiones de apatito y poligonización incipiente. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVACEPEDILLA



Foto 3.13: Cloritización de biotita a favor de los planos de exfoliación acompañada de neoformación de FK. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVALOSA



Foto 3.14: Aspecto geomorfológico de la facies porfídica en cotas altas de la Sierra de la Paramera.

NAVALOSA



Foto 3.15: Morfología en "dorso de ballena" en la facies común del monzogranito.

NAVALOSA



Foto 3.16: Aspecto textural de la facies común del monzogranito.

NAVALOSA



Foto 3.17: Megacrystal de feldespato potásico con textura *Frasl*. Facies común del monzogranito.

NAVALOSA



Foto 3.18: Enclave microgranudo que engloba fenocristales de feldespato potásico procedentes de la facies común del monzogranito.

NAVALOSA



Foto 3.19: Enclave metamórfico con esquistosidad crenulada. Facies común del monzogranito.

NAVALOSA



Foto 3.20: Textura de la facies porfídica del monzogranito de Navalosa.

NAVALOSA

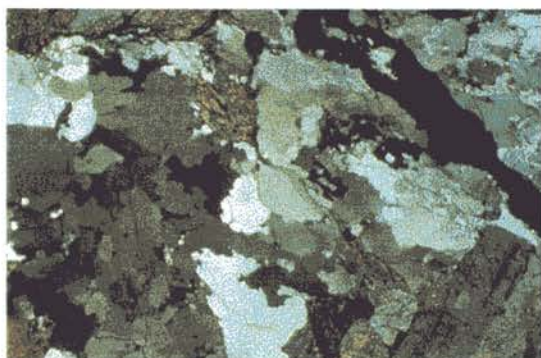


Foto 3.21: Agregado policristalino de cuarzo con extinción ondulante direccional. Monzogranito común de Navalosa. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVALOSA

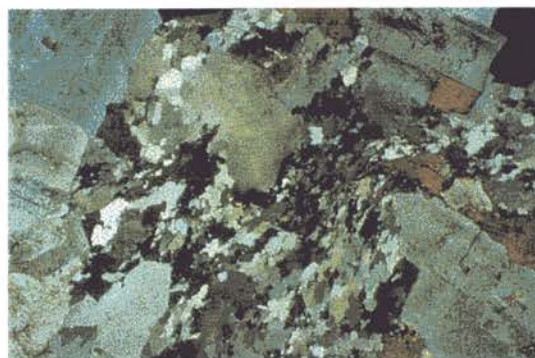


Foto 3.22: Efectos de la deformación sobre el cuarzo (recristalización direccional) y la biotita (combamientos) en la facies porfídica. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVALOSA



Foto 3.23: FK intersticial. Plagioclasa con maclado polisintético y borde albítico alotriomorfo. Facies porfídica. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVALOSA

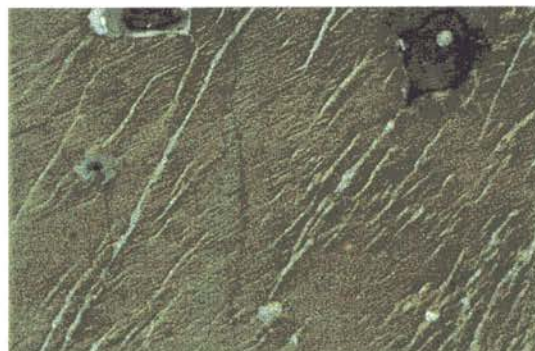


Foto 3.24: Perthitas *braided* superpuestas a perthitas *film* en megacrystal de feldespato potásico. Facies común del monzogranito. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVALOSA

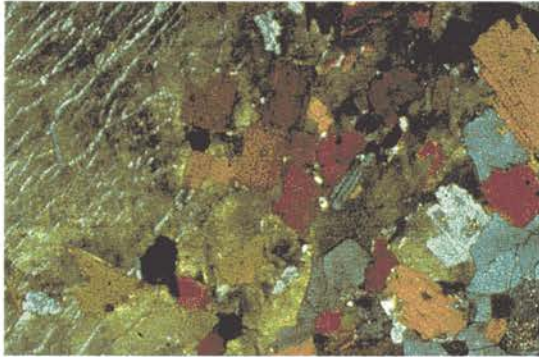


Foto 3.25: Borde irregular de megacrystal de fel-despato potásico que engloba biotita, plagioclase y cuarzo de la matriz. Facies común del monzogranito. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVALOSA



Foto 3.26: Aspecto textural del monzogranito porfídico. Cuarzo policristalino, biotita y plagioclase subidiomorfos y allanita zonada. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVALOSA



Foto 3.27: Cristal de plagioclase con maclado polisintético y flexiones en los planos de macla. Monzogranito porfídico de Navalosa. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVALOSA

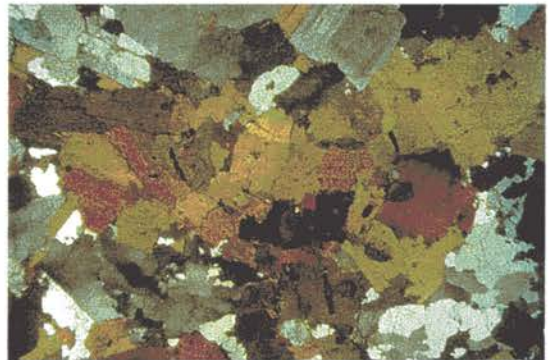


Foto 3.28: Agregado biotítico de geometría irregular formado por yuxtaposición de cristales. Monzogranito porfídico. Nícoles cruzados. Base de la foto: 10.2 mm.

NAVALOSA

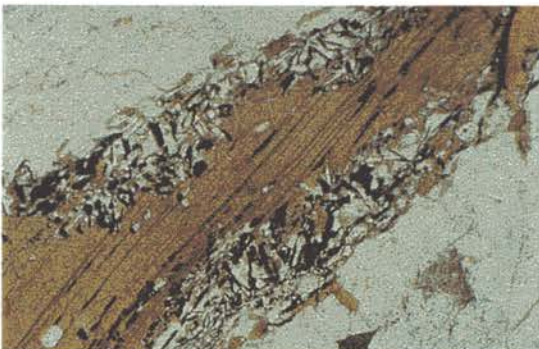


Foto 3.29: Biotita con inclusiones de apatito, opacos y circón e intensamente reemplazada por un agregado de moscovita más opacos. Facies común. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVALOSA

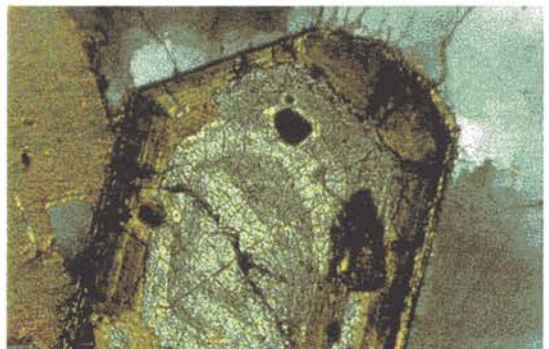


Foto 3.30: Allanita idiomorfa con núcleo zonado y aureola metamítica que conserva la geometría original del cristal. Facies común. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

NAVADIJOS



Foto 3.31: Aspecto del modelado geomorfológico en el plutón de Navadijos.

NAVADIJOS



Foto 3.32: Detalle textural del monzogranito de Navadijos.

NAVADIJOS



Foto 3.33: Estructuras de *layering* en el plutón de Navadijos.

NAVADIJOS



Foto 3.34: Textura de la facies común del monzogranito. Nícoles paralelos. Base de la foto: 10.2 mm.

NAVADIJOS

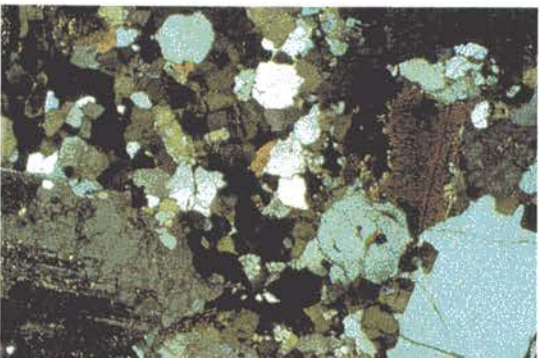


Foto 3.35: Textura de la facies marginal del monzogranito. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVADIJOS



Foto 3.36: Intercrecimientos simplectíticos de cuarzo y feldespató potásico en el borde de un megacrystal de este último. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

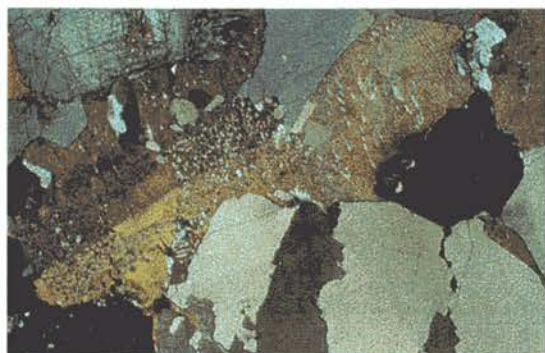
NAVADIJOS

Foto 3.37: Recrecimiento simplectítico de feldespato potásico + cuarzo en torno a un fenocristal de feldespato. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

NAVADIJOS

Foto 3.38: Cuarzo policristalino. Plagioclasas con maclado polisintético, zonado oscilatorio y en parches. Poligonización incipiente en cristal de biotita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

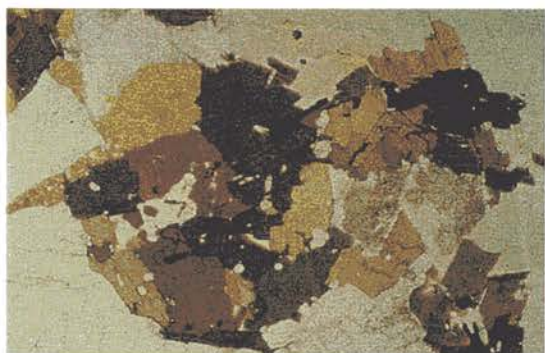
NAVADIJOS

Foto 3.39: Agregados biotíticos formados por coalescencia de cristales. Son frecuentes las inclusiones de minerales opacos, apatito y circón. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

VENERO CLARO

Foto 3.40: Modelado geomorfológico desarrollado sobre el plutón de Venero Claro.

VENERO CLARO

Foto 3.41: Facies central del granito de Venero Claro.

VENERO CLARO

Foto 3.42: Layering en la zona de techo de la facies marginal del plutón.

VENERO CLARO

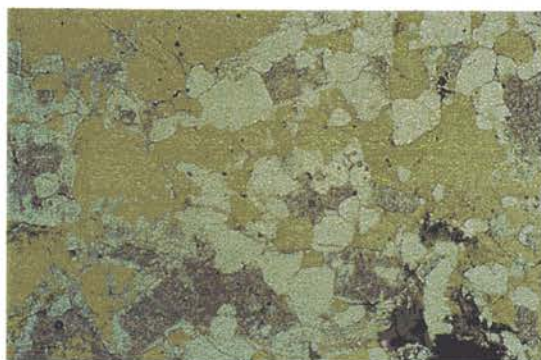


Foto 3.43: Textura de la facies marginal del granitoide. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

VENERO CLARO

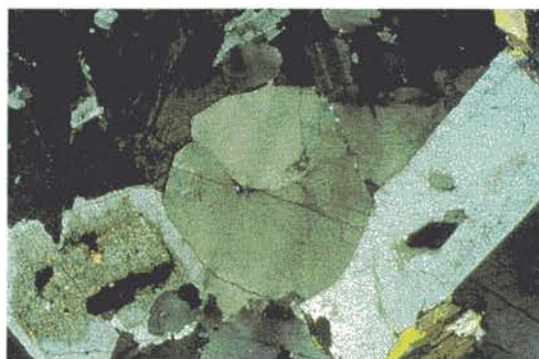


Foto 3.44: Facies central. Cuarzo subredondeado y plagioclasa subidiomorfa con núcleo sericitizado y zonado continuo. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

VENERO CLARO

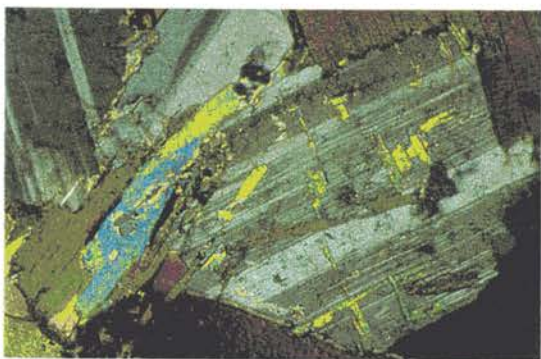


Foto 3.45: Facies central. Plagioclasa con maclado polisintético y recrystalización de moscovita. Biotita reemplazada por moscovita + opacos. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

VENERO CLARO

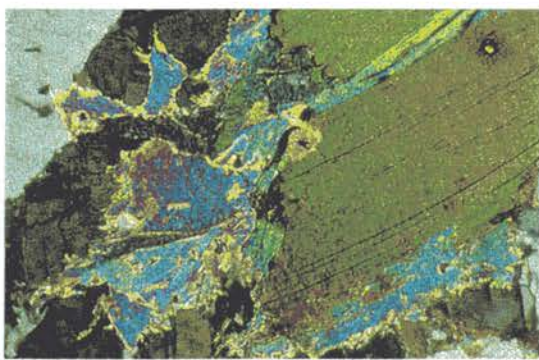


Foto 3.46: Biotita recrystalizada en bordes de grano a moscovita + opacos, especialmente frente a feldespato potásico. Facies central. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

VENERO CLARO

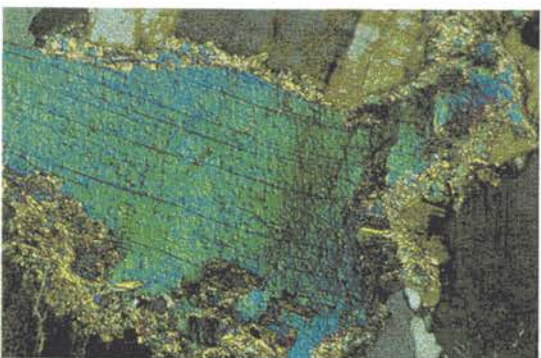


Foto 3.47: Moscovita recrystalizada a finas micas blancas frente a feldespato potásico. Facies central del plutón. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

VENERO CLARO

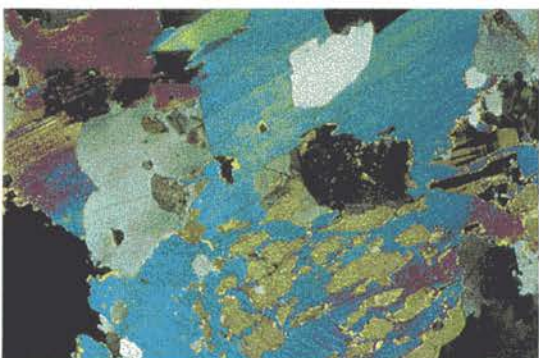


Foto 3.48: Detalle textural de moscovitas con hábitos aliotriomorfos. Feldespato potásico intersticial con macla en enrejado ocasional. Facies de borde. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

GARGANTA



Foto 3.49: Aspecto del paisaje desarrollado sobre el plutón de Garganta del Villar. La Serrota.

GARGANTA

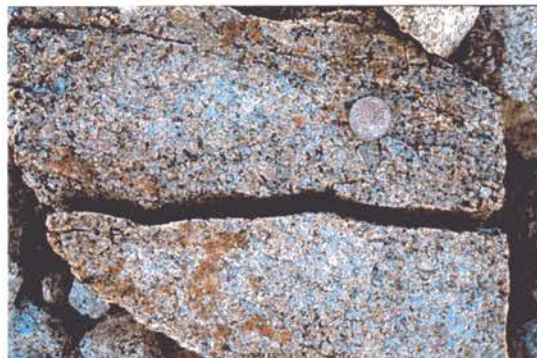


Foto 3.50: Textura del granito de Garganta.

GARGANTA



Foto 3.51: Biotitas individualizadas y en agregados, con inclusiones de circón y apatito. Feldespato potásico intersticial. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

GARGANTA

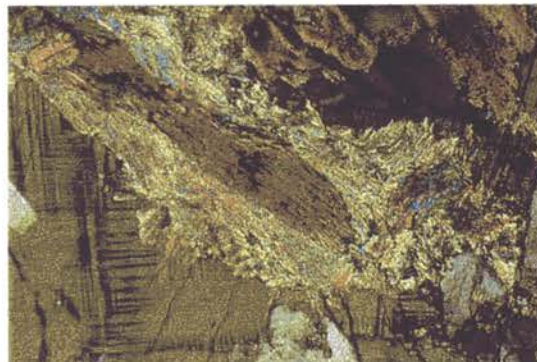


Foto 3.52: Feldespato potásico con macla en enrejado. Biotita recrystalizada en los bordes a moscovita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

GARGANTA



Foto 3.53: Plagioclasas subidiomorfas con maclado polisintético. Biotitas individualizadas con inclusiones de circón. FK intersticial. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

GARGANTA

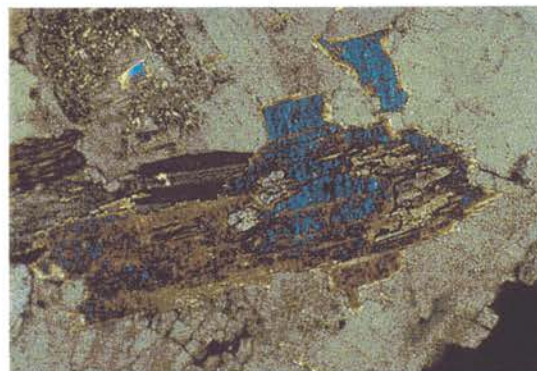


Foto 3.54: Moscovita individualizada subidiomorfa con inclusiones de andalucita alotriomorfa. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

GARGANTA



Foto 3.55: Feldespato potásico intersticial con perfitas *patch*. Pseudomorfo de cordierita formado por biotita verde y moscovita. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

SAN JUAN



Foto 3.56: Modelado geomorfológico en el plutón de San Juan.

SAN JUAN



Foto 3.57: Homogeneidad textural del granito.

SAN JUAN

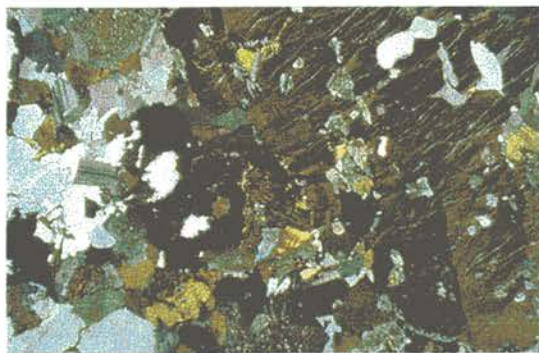


Foto 3.58: Megacrystal de feldespato potásico con inclusiones de cuarzo y sistema perfitico de tipo *braided*. Nícoles cruzados. Base de la foto: 10.2 mm.

SAN JUAN

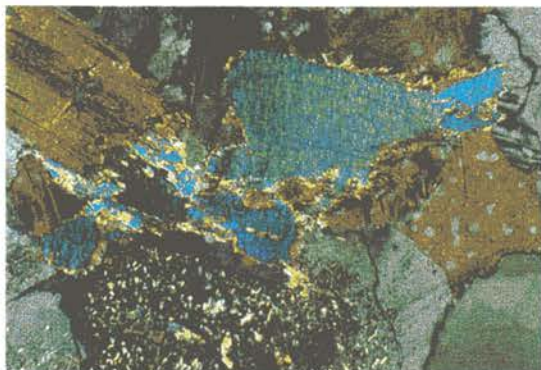


Foto 3.59: Feldespato potásico intersticial con perfitas *patch*. Moscovita subidiomorfa recrystalizada a moscovitas finas en el borde. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

SAN JUAN



Foto 3.60: Biotita individualizada subidiomorfa. FK intersticial. Pseudomorfos subprismáticos de cordierita hacia el centro de la foto. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

MAJADILLAS



Foto 3.61: Monzogranito de Majadillas. Textura microporfídica con fenocristales de feldespato potásico y cordierita.

MAJADILLAS

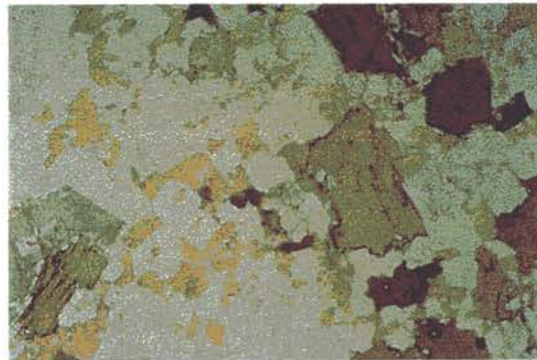


Foto 3.62: Feldespato potásico intersticial. Fenocristales de plagioclasa y de biotita con inclusiones de apatito. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

MAJADILLAS



Foto 3.63: Pseudomorfo de cordierita formado por biotita y moscovita. Fenocristal subredondeado de cuarzo en la esquina inferior izquierda. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

MAJADILLAS

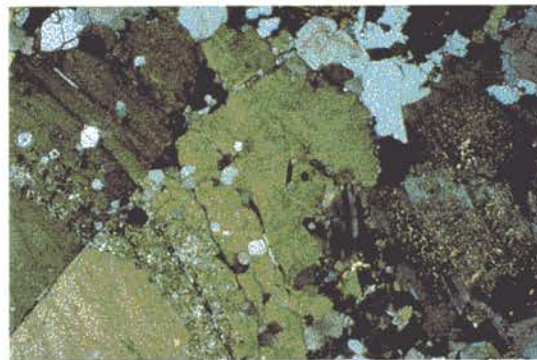


Foto 3.64: Fenocristal de feldespato potásico con borde poiquilítico. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

MAJADILLAS

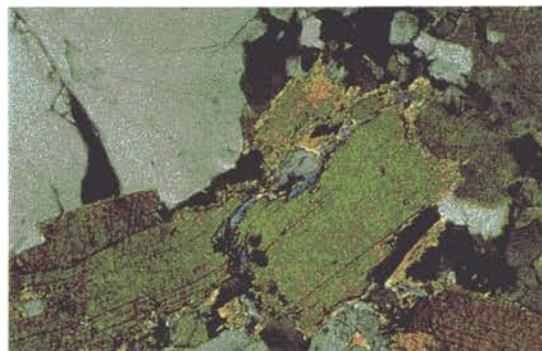


Foto 3.65: Fenocristales de biotita con bordes recrystalizados a moscovita fina y flexiones en los planos de exfoliación. Nícoles cruzados. Base de la foto: 1.275 mm.

BOQUERONES



Foto 3.66: Aspecto general del leucogranito de Los Boquerones.

BOQUERONES

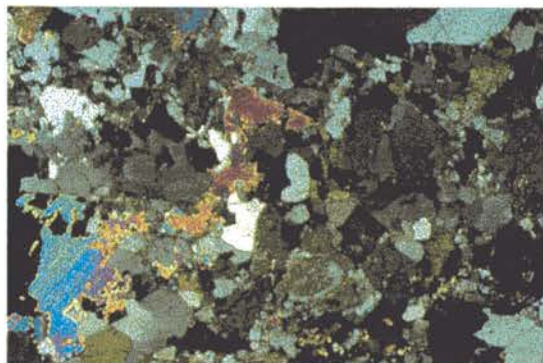


Foto 3.67: Textura inequigranular hipidiomorfa con moscovitas de bordes irregulares. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

BOQUERONES

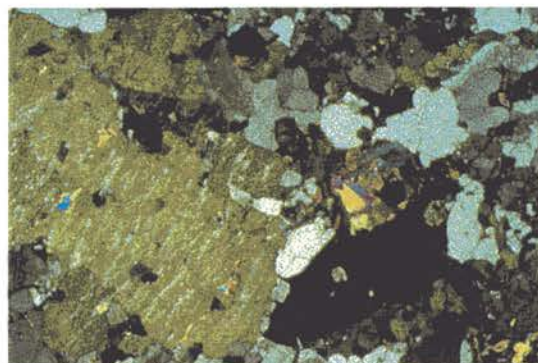


Foto 3.68: Megacrystal de feldespato potásico con pertitas *vein*. Hacia el centro de la foto se observa un pseudomorfo subredondeado de cordierita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

BOQUERONES



Foto 3.69: Feldespato potásico intersticial, plagioclase subidiomorfa con núcleo sericitizado y biotita subidiomorfa con inclusiones de opacos y circón. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

CUERVO

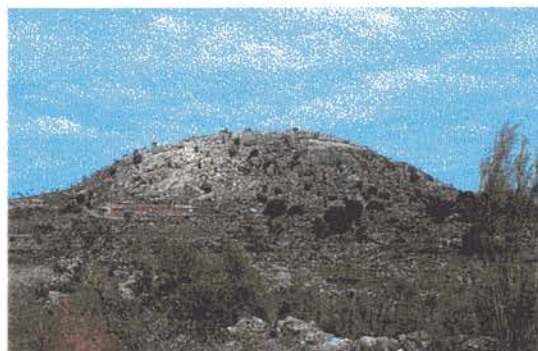


Foto 3.70: Geomorfología del conjunto granítico de Cuervo.

CUERVO



Foto 3.71: Granito de Cuervo. Textura equigranular.

CUERVO

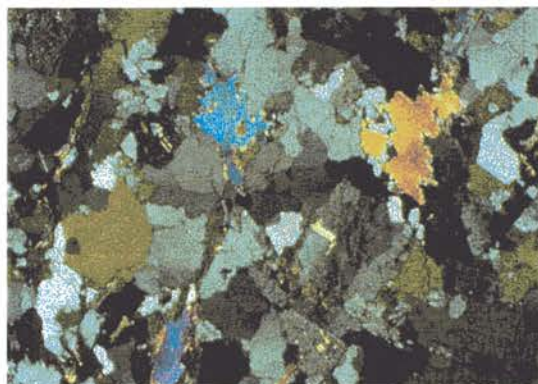


Foto 3.72: Aspecto general textural. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

CUERVO



Foto 3.73: Plagioclase subidiomorfa con maclado polisintético. Hacia el centro de la foto se aprecia un pseudomorfo subredondeado de cordierita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

SALOBRAL

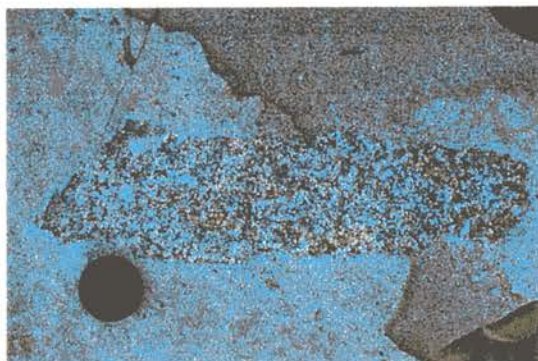


Foto 3.74: Enclave subanguloso del monzogranito de Navalosa en el leucogranito de El Salobral.

SALOBRAL



Foto 3.75: Textura del leucogranito. En la zona superior izquierda se puede observar un pseudomorfo de cordierita. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

SALOBRAL



Foto 3.76: Moscovita reemplazando casi totalmente a biotita. Turmalina elbaítica en relación con un agregado moscovítico. Nícoles paralelos. Base de la foto: 1.275 mm.

SAN MARTIN



Foto 3.77: Aspecto del modelado desarrollado sobre el granitoide de San Martín (lanchares en primer plano).

SAN MARTIN



Foto 3.78: Detalle textural del leucogranito.

SAN MARTÍN

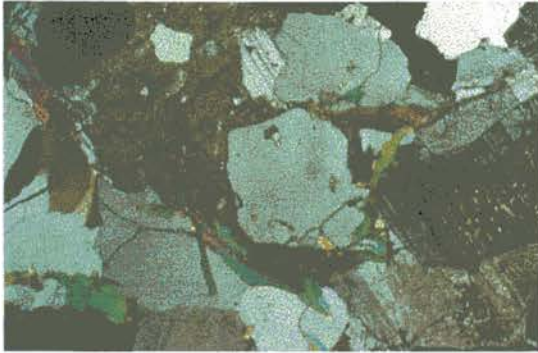


Foto 3.79: Feldespato potásico intersticial, plagioclasa con maclado polisintético y moscovita subidiomorfa alargada. Nícoles cruzados. Base de la foto: 5.1 mm.

SAN MARTÍN



Foto 3.80: Moscovita subidiomorfa alargada, feldespato potásico intersticial y pseudomorfos subprismáticos de cordierita hacia el centro de la foto. Nícoles paralelos. Base de la foto: 5.1 mm.

ABRIR CAPÍTULO 4





ABRIR CAPÍTULO 3

4. GEOCROLOGIA RB-SR

4. GEOCRONOLOGIA Rb-Sr

En áreas relativamente próximas, en el entorno del Sistema Central Español, se ha realizado una serie de dataciones radiométricas de materiales plutónicos, migmatíticos y ortogneísicos mediante el método Rb-Sr que permiten tener un conocimiento aproximado de la edad de los granitoides del sector oriental de Gredos (ver tabla 4.1). En la Sierra de Gredos se han delimitado los momentos correspondientes al emplazamiento de los materiales posteriormente migmatizados en la Peña Negra (528 m.a.), a la inyección del complejo básico prehercínico del Prado de Las Pozas (416 m.a.) y a la intrusión de una serie de cuerpos graníticos entre los 310 m.a. (granodiorita de La Lastra) y los 295 m.a. (plutón de Pedrobernardo y asociación de rocas básicas, enclaves microgranulares y granitos con enclaves microgranulares). En la Sierra de Guadarrama (ver datos recopilados en Villaseca *et al.*, 1995) el plutonismo granítico se extiende desde los 323 m.a. (plutón de Villacastín) hasta los 284 m.a. (plutón de la Atalaya Real). En los Montes de Toledo, las edades correspondientes a los granitoides sinmetamórficos de la unidad migmatítica no están bien establecidas. Andonaegui (1992) ensaya dos rectas de regresión con muestras de los granitoides de Argés-Guadamur obteniendo edades de 372 y 318 m.a., aunque la propia autora las considera imprecisas. Más recientemente, Barbero *et al.* (1995) obtienen una isocrona interna mediante Sm-Nd en estos mismos granitoides que proporciona una edad de 341 m.a., considerada como la edad aproximada del *climax* metamórfico (M_2) del área de Toledo. Mucho más restringido es el rango de los granitoides del complejo de Mora-Gálvez (entre 320 y 301 m.a.). Andonaegui (*op. cit.*) cita como edad más probable para los granitoides de Mora 320 m.a., aunque modificando el muestreo podrían obtenerse otras edades. Los leucogranitos del área arrojan edades algo más jóvenes, alrededor de 306 m.a., pero han sido calculadas a partir de isocronas más imprecisas.

Por comparación con estas zonas, y dadas las características tardías del plutonismo de Gredos oriental respecto al paroxismo del episodio migmatítico, la edad de estos granitoides debe estar comprendida entre los momentos extremos del plutonismo granítico hercínico, es decir, entre 323 y 284 m.a. No obstante, la falta de precisión hace necesario un estudio más concreto sobre alguno de los plutones del sector para intentar acotar este gran lapso de tiempo.

Se ha realizado un estudio geocronológico sobre 34 muestras pertenecientes a las siguientes unidades plutónicas. Siete de ellas corresponden a la granodiorita de Hoyos del Espino (HOES), que aunque su caracterización excede los objetivos del presente trabajo por estar más relacionada con el episodio migmatítico de la Peña Negra, nos permite delimitar aproximadamente el momento previo al emplazamiento del CPR. Este último está representado por trece muestras, siete de las cuales pertenecen a la facies común de Navalosa (NAVM) y el resto a la facies porfídica (NAVP). Dado el grado de alteración del plutón de Navacepedilla, no ha sido posible realizar un muestreo satisfactorio. De entre los diversos plutones que integran el CPAC, se ha elegido el plutón de Los Boquerones (BOQ) por su proximidad a las zonas en las que los procesos petrogenéticos presentan una mayor complejidad (anatexia en

Plutón	Edad (ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inlc}}$	M.S.W.D.	n	Tipología	Cita
GREDOS						
Protolito de las migmatitas de la Peña Negra	528 ± 14	0.707100	0.994	6	Migmatitas mesocráticas, metapelíticas y ortogneis de La Almohalla	(1)
Prado de las Pozas	416 ± 21	0.705100	4.37	5	Complejo básico prehercínico	(1)
La Lastra	310 ± 6	0.709600	0.322	5	Granodiorita subautóctona	(1)
El Losar	301 ± 27	0.711770 ± 0.0011	3.39	5	Facies de variación del CPR	(2)
Asociación RBAS+EMG+GEM	295 ± 41	0.707670 ± 0.00664	85.7	26	Granitoides de Gredos con biotita ± cordierita	(3)
Pedrobernardo	295 ± 2.6	0.712300 ± 0.00375	0.942	?	Granito de dos micas	(4)
GUADARRAMA						
Villacastín	323 ± 47	0.70701 ± 0.00255	9.23	12	Monzogranito y granodiorita con biot. y anf.	(5)
El Tiemblo	322 ± 5	0.7076	?	?	Gabros con biotita y anfíbol	(6)
Sierra del Francés	315 ± 29	0.7088	10.52	6	Monzogranito porfídico biotítico	(7)
La Cabrera I	310 ± 14	0.7094 ± 0.0005	0.79	9	Granito de grano grueso	(8)
La Pedriza	307 ± 3	0.7057	1.41	10	Granito grueso biotítico	(7)
La Pedriza (microgranitos)	299 ± 3	0.7109	2.42	7	Microgranito de dos micas	(7)
La Granja	299 ± 55	0.71212 ± 0.00370	11.99	7	Monzogranito biotítico ± anfíbol	(5)
Manzanares el Real	291 ± 9	0.7142	2.36	7	Leucogranito de dos micas	(7)
Cabeza Mediana	291 ± 3	0.7113 ± 0.0002	3.68	9	Leucogranito cordierítico	(9)
Atalaya Real	284 ± 13	0.71290 ± 0.00118	3.95	6	Monzogranito y leucogranito con biot. y anf.	(10)
MONTES DE TOLEDO						
Argés-Guadamur	372 ± 6 ?	0.70707 ± 0.0009	27.04	10	Tonalita + monzogranito de la unidad migm.	(11)
Argés-Guadamur	318 ± 10 ?	0.70894 ± 0.00015	8.37	7	Monzogranito de la unidad migmatítica	(11)
Argés-Guadamur	341 ?	?	?	3	Monzogranito + granate + monacita (Sm-Nd)	(12)
Mora-Gálvez	320 ± 8	0.7103 ± 0.0003	3.6887	9	Granito grueso + granito porfídico	(11)
Mora-Gálvez	306 ?	0.71190	?	3	Leucogranitos	(11)

Tabla 4.1: Edades Rb-Sr (roca total) y relaciones isotópicas iniciales de litologías de áreas próximas. Datos obtenidos de: (1): Pereira, 1992; (2): I.T.G.E., c; (3): Moreno-Ventas, 1991; (4): Bea *et al.*, 1994; (5): Castellón, 1995; (6): Casillas *et al.*, 1991 a; (7): Pérez-Soba, 1992; (8): Vialette *et al.*, 1981; (9): Ibarrola *et al.*, 1987; (10): Eugercios, 1994; (11): Andonaegui, 1990; (12): Barbero *et al.*, 1995.

la Peña Negra y mecanismos de hibridación en el macizo de Gredos, al sur de la zona estudiada). Su isocrona se ha construido con seis muestras. Para tener una referencia acerca de las etapas posteriores a la consolidación del plutonismo granítico, se han analizado siete muestras de una milonita (MILNAVD) que afecta a uno de los granitoides del CPR, el monzogranito de Navadijos, al que también pertenece la muestra 555.349 (NAVD).

Los datos geocronológicos de los granitoides de Hoyos del Espino y Navalosa se incluyen en la Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50000 de la hoja número 555 (ITGE, en preparación, d), mientras que la datación de la milonita de Navadijos se presentó en el III Congreso de Geoquímica de España (Herreros *et al.*, 1993). Los datos analíticos correspondientes figuran en la tabla 4.2.

Las edades y relaciones isotópicas iniciales obtenidas a partir de las isocronas realizadas (ver figura 4.1) se suman en la tabla 4.3, y son respectivamente 318 m.a. y 0.708438 para el plutón de Hoyos del Espino, 305.9 m.a. y 0.708312 para la facies común de Navalosa, 295 m.a. y 0.709231 para su facies porfídica, 310 m.a. y 0.713870 para Los Boquerones y 274 m.a. y 0.709300 para la milonita del plutón de Navadijos. También se han calculado isocronas para el plutón de Navalosa (facies común) eliminando del procesado la muestra B-159, que se separa del conjunto de datos en la isocrona correspondiente, y para el grupo de muestras Navalosa común + porfídica, considerando y sin considerar la mencionada muestra. No obstante, estos recálculos no modifican sustancialmente los resultados obtenidos anteriormente, por lo que en la discusión subsiguiente no serán tenidos en cuenta.

En cuanto a las edades, llaman la atención dos hechos. Por un lado, para el plutón de Los Boquerones se obtiene una edad más antigua (310 ± 38 m.a., M.S.W.D.=8.240) que la del granitoide en el cual intruye, Navalosa común (305.9 ± 4.8 m.a., M.S.W.D.=0.186). De todos los cuerpos datados, es el plutón de Los Boquerones el que peor ajuste muestra, con mayores M.S.W.D. e intervalos de error para la edad y para la relación isotópica inicial y menor coeficiente de correlación lineal. Su isocrona podría considerarse en realidad una errocrona. No obstante, se ha considerado conveniente su inclusión dada la escasez de datos isotópicos y geocronológicos en este sector del Sistema Central.

Por otra parte, existe una diferencia notable en edades entre las facies común y porfídica de Navalosa (306 y 295 m.a. respectivamente). Hay que tener en cuenta que los aspectos litológicos revelan que la separación temporal entre ambas debe ser mínima. Si a ello le añadimos el hecho de que la isocrona de la facies porfídica presenta un ajuste relativamente pobre (M.S.W.D.=3.000) en comparación con la construida con todas las muestras del plutón de Navalosa (M.S.W.D.=1.340), y que esta última proporciona una edad (305.0 ± 5.8 m.a.) similar a la de la facies común (305.9 ± 4.8 m.a.), y alejada de la que arroja la facies porfídica (295.0 ± 35.0 m.a.), debe concluirse que la edad más probable de emplazamiento del plutón de Navalosa se sitúa en torno a los 306 m.a.

Plutón	HOYOS DEL ESPINO (HOES)						
Muestra	B-20	B-23	B-62	B-178	B-709	B-710	B-711
Rb	185.6	148.9	222.3	240.4	209.4	221.9	230.4
Sr	156.0	152.9	142.5	160.4	176.4	76.0	133.8
Rb/Sr	1.190	0.974	1.560	1.499	1.187	2.920	1.722
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	3.44800	2.82200	4.52300	4.34500	3.44000	8.48000	4.99300
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.724241	0.722404	0.728485	0.727598	0.723534	0.747307	0.730623

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	B-713	B-716	B-718	B-719	B-55	B-86	B-159
Rb	172.2	206.1	195.3	183.5	151.8	157.2	296.5
Sr	192.0	97.9	129.2	141.3	160.7	124.0	53.2
Rb/Sr	0.897	2.105	1.512	1.299	0.945	1.268	5.573
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	2.59794	6.10722	4.38181	3.76353	2.73635	3.67381	16.23736
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.719800	0.735125	0.727238	0.724596	0.720200	0.724207	0.778978

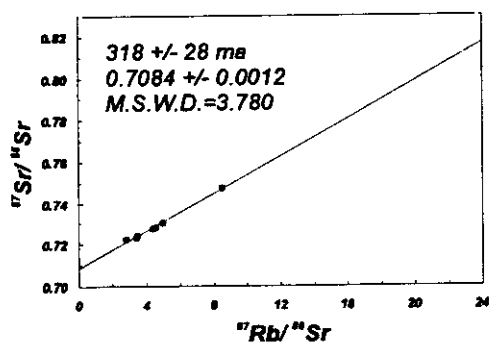
Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						NAVD
Muestra	555.333	555.334	555.335	555.336	555.348	555.328	555.349
Rb	213.1	198.0	209.3	221.8	183.8	143.7	177.4
Sr	86.4	86.7	95.6	85.9	74.8	131.3	144.7
Rb/Sr	2.466	2.284	2.189	2.582	2.457	1.094	1.226
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	7.15800	6.62600	6.35200	7.49400	7.13100	3.17100	3.55300
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.738856	0.736932	0.737052	0.740367	0.739291	0.722328	0.723484

Plutón	BOQUERONES (BOQ)						MILNAVD
Muestra	B-6	B-24	B-25	B-27	B-31	B-46	M1
Rb	270.3	256.8	270.6	263.7	270.9	265.5	161.0
Sr	43.5	61.3	43.2	42.2	37.8	46.3	112.0
Rb/Sr	6.214	4.189	6.264	6.249	7.167	5.734	1.438
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	18.12800	12.19200	18.27700	18.23400	20.93700	16.72300	4.16500
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.792826	0.767767	0.794820	0.792990	0.807241	0.789279	0.725100

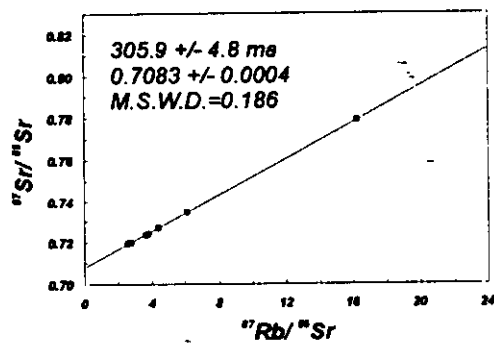
Plutón	MILONITA, plutón de Navadijos (MILNAVD)					
Muestra	M1-1	M2	M3	M4	M5	REG
Rb	189.0	147.0	147.0	157.0	166.0	191.0
Sr	117.0	104.0	136.0	132.0	124.0	109.0
Rb/Sr	1.615	1.413	1.081	1.189	1.339	1.752
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	4.68100	4.09500	3.13200	3.44500	3.88000	6.45200
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.726800	0.724600	0.721300	0.723500	0.724700	0.73500

Tabla 4.2: Contenido en Rb, Sr (p.p.m.) y relaciones isotópicas de Rb y Sr.

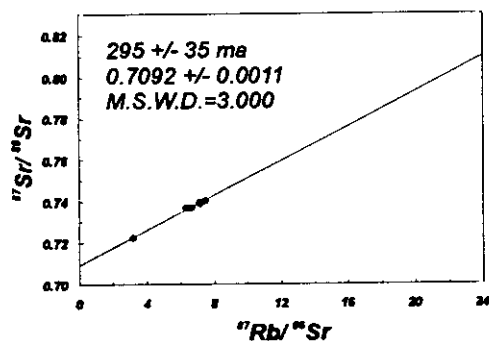
HOES



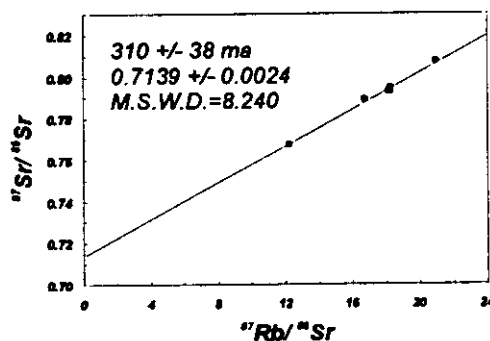
NAVIM



NAVP



BOQ



MILONITA (NAVD)

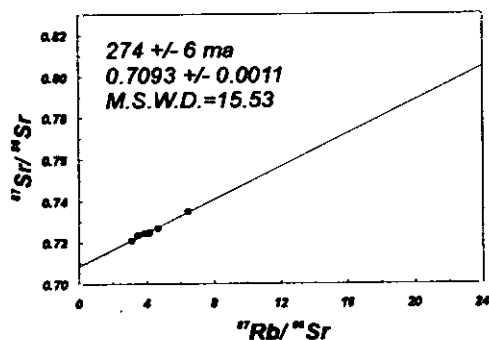


Figura 4.1: Isocronas realizadas en los plutones de Gredos oriental.

Los granitoides de Hoyos del Espino (318 m.a.) pueden corresponder al grupo Gpp1 de Villaseca *et al.* (1995), de edad 320 ± 5 m.a., compuesto por grandes complejos plutónicos regionales ligados a etapas sintectónicas transcurrentes o claramente distensivas.

Plutón	Edad (ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inc}}$	M.S.W.D.
HOES	318.0 ± 28.0	0.708438 ± 0.0012200	3.780
NAVM	305.9 ± 4.8	0.708312 ± 0.0004520	0.186
NAVP	295.0 ± 35.0	0.709231 ± 0.0010700	3.000
NAVM+NAVP	305.0 ± 5.8	0.708387 ± 0.0004480	1.340
BOQ	310.0 ± 38.0	0.713870 ± 0.0023900	8.240
MILONITA (NAVD)	274.0 ± 6.0	0.709300 ± 0.0010900	15.530
NAVM sin B-159	308.0 ± 18.0	0.708204 ± 0.0010140	0.219
NAVM+NAVP sin B-159	303.0 ± 11.0	0.708546 ± 0.0005020	1.430

Tabla 4.3: Isocronas y relaciones isotópicas iniciales calculadas.

El período de tiempo correspondiente al emplazamiento del CPR queda delimitado en algún rango entre las edades del plutón Hoyos del Espino (318 m.a.) y de la milonita (274 m.a.). No obstante, se puede restringir aún más por comparación con otros plutones del Sistema Central. En la zona de Gredos (ver tabla 4.1), los granitoides equivalentes a Hoyos del Espino han sido datados en 310 m.a. (granodiorita de La Lastra). Materiales similares a los del CPR suministran edades entre 320 y 316 m.a. (granitos de Mora-Gálvez en Toledo), mientras que las facies de variación y los diferenciados de estos granitoides regionales son más jóvenes, entre 309 y 301 m.a. (leucogranitos de Mora-Gálvez) o de 301 m.a. (El Losar). El episodio de plutones intrusivos en los granitoides regionales, representado en Gredos por el plutón de Pedrobernardo, al sur del área estudiada, tiene una edad de 295 m.a..

El CPR quedaría, pues, delimitado en el rango 320-295 m.a., con una edad aproximada de 306 m.a. para el plutón de Navalosa y cercana a 301 m.a. para las intrusiones más evolucionadas asociadas a este conjunto (edad obtenida para los granitoides de El Losar, equiparables a las facies diferenciadas a partir de los granitoides regionales).

El CPAC se emplaza, como mínimo, desde los 295 m.a. (edad del plutón de Pedrobernardo), y se extiende en el tiempo hasta las etapas finales del plutonismo tardihercínico. Su edad de finalización no está clara en el sector oriental de Gredos, mientras que en Guadarrama debe situarse entre 296 ± 3 m.a. (intrusión de haces de diques porfídicos E-O; Galindo *et al.*, 1994) y 284 ± 13 m.a. (plutón de la Atalaya Real), habiendo cesado esta actividad hacia los 274 ± 6 m.a. (edad obtenida para episienitas que afectan a diques de pórfido E-O; Caballero *et al.*, 1993).

Por lo que se refiere a las relaciones isotópicas iniciales de Sr, las de los granitoides de Hoyos del Espino, Navalosa común y porfídico son muy similares (0.7084 ± 0.0012 , 0.7083 ± 0.0004 y 0.7092 ± 0.0011) entre si y a las de otros granitoides equiparables, tanto en Gredos (La Lastra, 0.7096) como en Guadarrama (monzogranito de la Sierra del Francés, 0.7088). En Montes de Toledo, los granitoides de Argés-Guadamur muestran valores semejantes.

(0.7089 ± 0.0001 para el monzogranito), pero los de Mora-Gálvez tienen relaciones más altas (0.7103 ± 0.0003 para el granito grueso más el porfídico).

Los plutones del CPAC presentan relaciones más elevadas (0.7139 ± 0.0024 para Los Boquerones), al igual que en Gredos (0.7123 ± 0.0038 para Pedrobernardo) y Guadarrama (0.7121 ± 0.0037 para La Granja, 0.7142 para el leucogranito de Manzanares El Real, 0.7113 ± 0.0002 para Cabeza Mediana y 0.7129 ± 0.0012 para Atalaya Real).

Los aspectos petrogenéticos derivados de la composición isotópica inicial de los granitoides son tratados en detalle en apartados posteriores.

5. GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

5. GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

5.1 INTRODUCCION

El estudio de datos químicos de roca total en granitoides es llevado a cabo habitualmente mediante el tratamiento de un pequeño número de variables (por ejemplo, diagramas de variación entre dos óxidos) o de más de dos combinadas en funciones lineales (por ejemplo, diagramas multivariados de Debon y Le Fort, 1983). Estos procedimientos están ampliamente difundidos, por lo cual permiten la comparación entre rocas de diferentes ámbitos. No obstante, cuentan con una seria desventaja, que es el hecho de que cada episodio magmático posee unas peculiaridades que impiden su identificación plena con otros diferentes. De ahí se derivan las múltiples críticas recibidas por los intentos de establecer clasificaciones geoquímicas con una fuerte carga genética, como es el caso de los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) o la clasificación en tipos I y S de Chappell y White (1974).

El problema se plantea al intentar establecer las características particulares de un determinado conjunto de granitoides. La mejor solución radica en tener en cuenta a un tiempo el mayor número posible de variables o elementos analizados. Para ello, es necesario recurrir a procedimientos matemáticos, de entre los cuales el estudio de los coeficientes de correlación lineal y el análisis multivariante (funciones discriminantes, componentes principales, etc.) destacan como los más flexibles y valiosos. Aplicados al ámbito de las ciencias geológicas, se encuentran recogidos en diversas publicaciones genéricas (Davis, 1973; Agterberg, 1974; Le Maitre, 1982; Rollinson, 1993) y en multitud de trabajos concretos (por ejemplo, Bellido y Brändle, 1979; Bea y Moreno-Ventas, 1985 a; Richard y Clarke, 1989; Chandrasekaran y Srivastava, 1992; Herreros *et al.*, 1993; Herreros, 1996).

En el presente capítulo, se ha optado por realizar un estudio geoquímico clásico sobre los granitoides del área estudiada, que será complementado en posteriores apartados por los procedimientos matemáticos mencionados.

5.2 ESTUDIO DE LA VARIACION GEOQUIMICA ELEMENTAL

5.2.1 INTRODUCCION

En este apartado se engloban los métodos de caracterización geoquímica de granitoides normalmente utilizados, dado que por una parte permiten extraer conclusiones petrogenéticas y por otra son de amplia difusión, posibilitando así establecer comparaciones con unidades plutónicas de ámbitos diversos.

El estudio será llevado a cabo tratando independientemente a los dos grandes grupos de granitoides existentes en la región, cuya separación es justificable desde un punto de vista geológico (criterios litológicos y petrográficos). Posteriormente, en el apartado de análisis multivariante, se añadirán nuevos criterios que confirman esta división.

Los datos analíticos de roca total empleados, junto con sus normas C.I.P.W. y de Rittmann (facies plutónica húmeda) figuran en las tablas 10.1.1, 10.1.2 y 10.1.3, en la sección de apéndices. Del plutón de Cuervo no se han seleccionado muestras para su análisis químico dado el intenso grado de alteración que presentan.

La comparación con litologías plutónicas comunes se ha realizado tomando como referencia los valores composicionales recopilados en Debon & Le Fort (1983). Los coeficientes de reparto entre mineral y fundido para elementos traza mencionados en este apartado son los recopilados en López Ruiz y Cebriá (1990) y en Rollinson (1993). Los valores mineralógicos modales empleados son los correspondientes a la paragénesis normativa de Rittmann (1973), en su facies plutónica húmeda. Este procedimiento proporciona una composición modal más adecuada a la real de estas rocas que la norma C.I.P.W..

5.2.2 CARACTERIZACION GEOQUIMICA GENERAL

5.2.2.1 Complejo plutónico regional

Los plutones pertenecientes a este grupo están formados en su práctica totalidad por granitoides moderadamente peraluminicos. La tendencia general es hacia una disminución del índice A/CNK de oeste hacia este, con valores entre 1.03 y 1.19 para el plutón de Navacepedilla, entre 1.01 y 1.19 para el plutón de Navadijos, entre 1.01 y 1.09 para la facies porfídica del complejo plutónico de Navalosa y entre 0.97 y 1.08 para su facies común, algunos de cuyos términos son metalumínicos (ver figura 5.1). El granitoide de Barajas se sitúa, en éste y los demás diagramas, en el campo ocupado por los granitoides del plutón de Navalosa.

Estas litologías se proyectan en campos de rocas calcoalcalinas altas en potasio (ver figura 5.2), con un rango de variación en SiO_2 desde 65% hasta 74%. Se trata de monzogranitos y proporciones subordinadas de granitos *s.s.* (ver figura 5.3), que son algo más abundantes en el plutón de Navacepedilla. En el diagrama de minerales característicos de Debon & Le Fort (1983) (ver figura 5.4), todas las muestras de los plutones de Barajas, Navacepedilla, Navadijos y la mayoría de la facies porfídica del complejo plutónico de Navalosa pertenecen al dominio peraluminico (parámetro A mayor que 0), al igual que la mayoría de las muestras de la facies común de Navalosa. No obstante, algunas de éstas pertenecen al dominio metalumínico, pero se sitúan en continuidad con las rocas peraluminicas del mismo plutón, poniendo en evidencia para este caso la arbitrariedad desde un punto de vista genético de la línea que separa esos

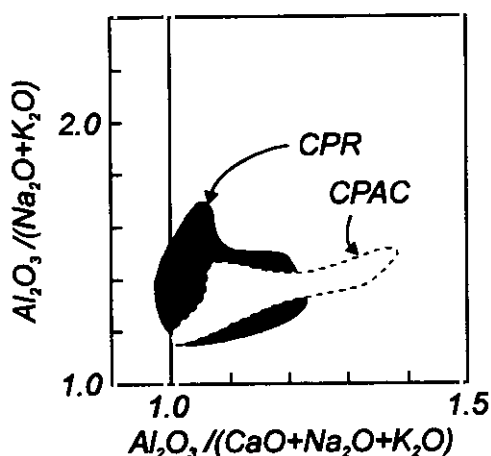
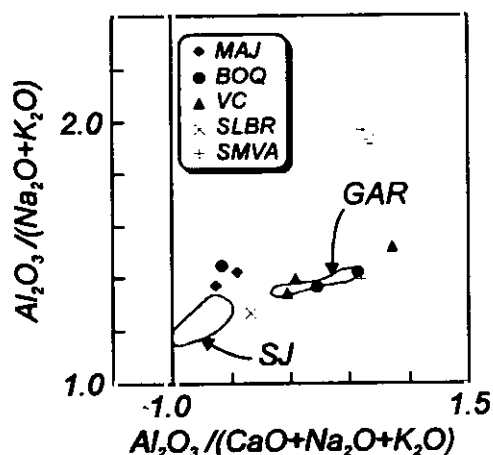
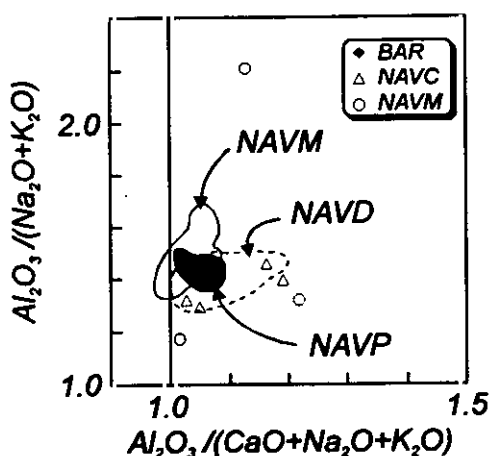


Figura 5.1: Diagrama A/CNK vs. A/NK.

dos dominios, como ya ha sido reseñado por diversos autores en otros sectores orogénicos (por ejemplo White & Chappell, 1982).

El plutón de Barajas corresponde según este esquema a granitoides biotíticos. Hay que resaltar el hecho de que aquí no se tiene en cuenta a la cordierita, y que las moscovitas de este plutón son de carácter secundario.

El plutón de Navacedilla, netamente peraluminico, cubre parte de los sectores de granitoides exclusivamente biotíticos y de granitoides biotíticos con algo de moscovita. No presenta moscovita de origen primario, por lo que la dispersión en el parámetro A es

interpretada como consecuencia de transformaciones deutéricas, a las cuales dicho índice es muy sensible.

El complejo plutónico de Navalosa queda encuadrado en el campo de granitoides exclusivamente biotíticos, salvo algunas muestras que se solapan a campos metalumínicos y otras que quedan representadas en el sector de granitoides biotíticos con algo de moscovita. Ello es, a grandes rasgos, concordante con la petrografía observada en este plutón, en el que el mineral característico dominante es la biotita, acompañado en ocasiones por moscovita o por titanita de origen secundario. Tan sólo una de las muestras de la facies común es de carácter leucocrático, con un valor del parámetro B menor que 38.8. Esta muestra (555.355.A) es un leucogranito diferenciado a partir de granitoides de la facies común.

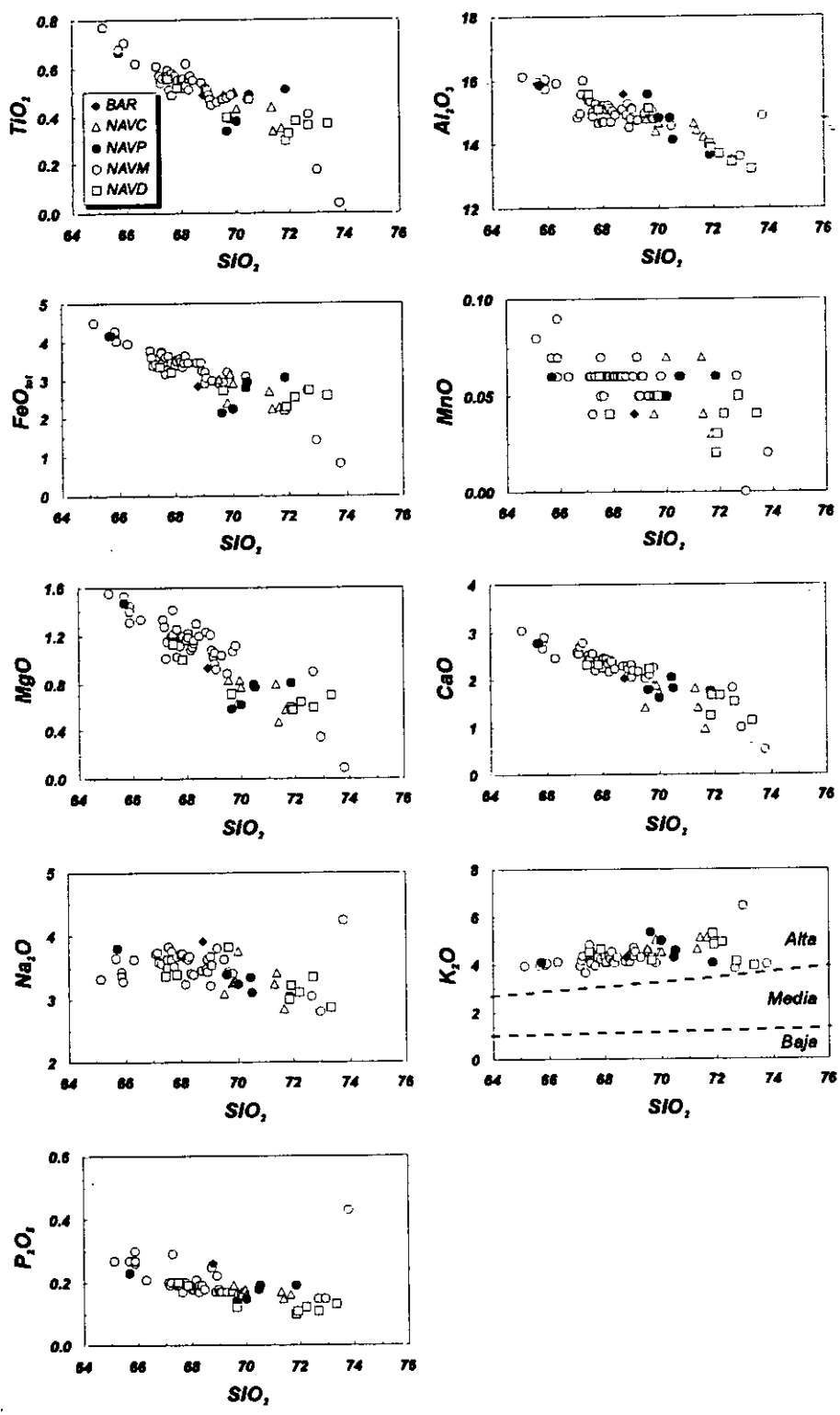


Figura 5.2: Diagramas de variación de elementos mayores respecto a SiO_2 para el complejo plutónico regional. Las líneas de división en el diagrama SiO_2 vs. K_2O han sido tomadas de Le Maitre *et al.* (1989).

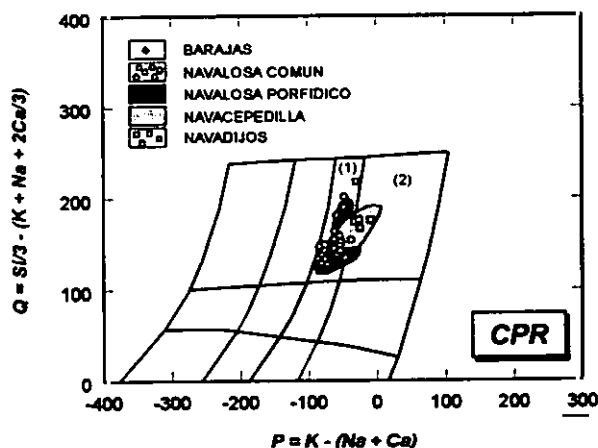


Figura 5.3: Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) para el complejo plutónico regional. Leyenda de los campos: (1): Monzogranitos; (2): Granitos.

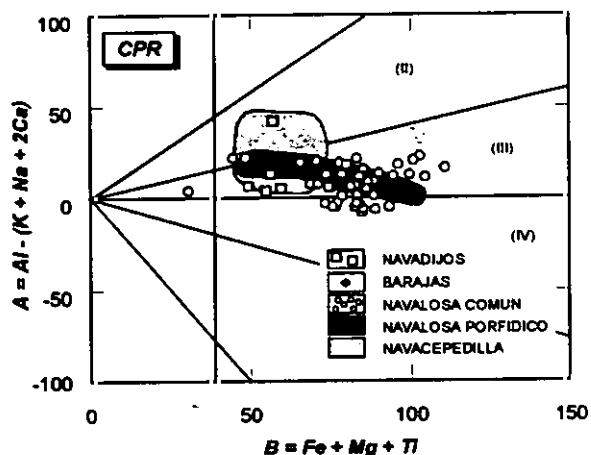


Figura 5.4: Diagrama de minerales característicos de Debon & Le Fort (1983) para el complejo plutónico regional. Leyenda de los campos: (II): $Bi > Msc$; (III): Bi ; (IV): $\pm Bi \pm Hb$.

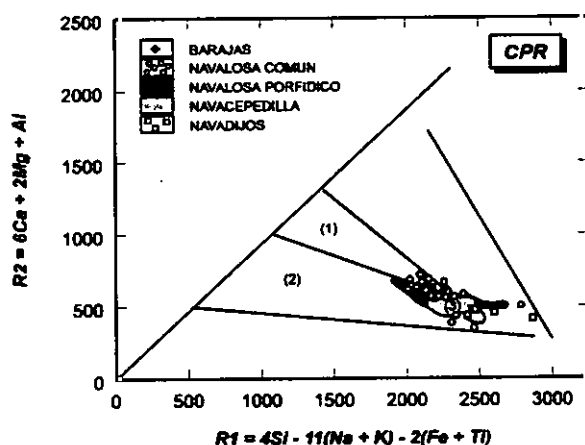


Figura 5.5: Diagrama R1-R2 para el complejo plutónico regional. Leyenda de los campos (obtenidos de Batchelor & Bowden, 1985): (1): Magmatismo postcolisional; (2): Magmatismo tardiorogénico; (3): Fundidos crustales.

Sus dos facies definen una asociación alúmino-cafémica, siguiendo pautas en el diagrama A-B de Debon & Le Fort (*op. cit.*) de pendiente ligeramente negativa y con sus miembros menos evolucionados enraizados en el límite entre los dominios metalumínico y peralumínico. El plutón de Navacepedilla no muestra una pauta definida, por su mayor variabilidad en el carácter aluminico (parámetro A). No obstante, y a grandes rasgos, se sitúa hacia el extremo más evolucionado de la tendencia alúmino-cafémica de los granitoides de Navalosa.

El plutón de Navadijos ocupa el área de granitoides exclusivamente biotíticos, salvo las muestras 555.R y 555.415 que se sitúan en el dominio de granitoides biotíticos con moscovita debido a su composición empobrecida en CaO y Na_2O respecto a la media de este granitoide, lo que provoca un aumento en el parámetro A. Coincide con la tendencia alúmino-cafémica del plutón de Navalosa, hacia su extremo más diferenciado.

En el diagrama R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980) modificado por Batchelor & Bowden (1985) (figura 5.5), los términos más diferenciados de los plutones se sitúan en el campo de los granitoides anatócticos, zona en la que inevitablemente confluyen las pautas evolutivas del resto de granitoides. No obstante, el conjunto de las muestras define trayectorias típicas de magmatismo postcolisional (plutón de Navadijos y facies común del complejo plutónico de Navalosa) y tardiorogénico (facies porfídica de Navalosa y plutón de Navacepedilla), representando la evolución temporal de un único evento magmático a lo largo de las etapas finales del ciclo orogénico.

Los plutones del CPR muestran en conjunto una disminución patente y prácticamente constante en sus contenidos en TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO y P_2O_5 a medida que aumenta el grado de evolución, mientras que el Na_2O desciende ligeramente y el K_2O tiende a aumentar también levemente (figuras 5.2 y 5.6). El MnO muestra un comportamiento menos definido, aunque también parece disminuir hacia los términos más ácidos. Es de destacar que las pautas definidas por las muestras con valores de SiO_2 entre 65 y 71% son lineales para todos los elementos salvo Na_2O y P_2O_5 , mientras que los granitoides más ácidos (>71% de SiO_2) presentan valores dispersos que no siguen la tendencia previa. En todo el grupo de muestras pueden observarse tres subgrupos por lo que se refiere a los contenidos en SiO_2 . El principal de ellos varía entre 67 y 71%, y es el que define las principales tendencias evolutivas del conjunto. Hacia su extremo básico se sitúa un pequeño grupo con contenidos en SiO_2 entre 65 y 67%, que puede estar más influenciado en su composición por una mayor proporción de material máfico, aunque los aspectos litológicos no revelan diferencias respecto al grupo principal y las pautas de variación se alinean con las del grupo principal. El tercer grupo se sitúa en el extremo ácido del grupo principal. Sus contenidos en SiO_2 varían entre 71 y 74% y presentan una mayor dispersión de pautas. En su mayoría está integrado por muestras porfídicas de los diferentes plutones del CPR, aunque no exclusivamente. En el caso del plutón de Navadijos, se observa en sus términos ácidos un incremento respecto a la tendencia general en TiO_2 , FeO , MgO y P_2O_5 , disminuyendo el K_2O . Estas tendencias opuestas a la evolución general para los miembros evolucionados del plutón también están presentes en Rb, que en un principio se comporta como elemento incompatible y en los términos más diferenciados pasa a ser compatible.

En conclusión, los puntos representativos de las muestras de estos plutones en los diagramas de variación definen en conjunto un tipo evolutivo continuo sin rupturas respecto a SiO_2 (salvo el caso comentado del plutón de Navadijos). El solapamiento entre los contenidos de los diferentes elementos no permite una separación neta entre los granitoides pertenecientes al CPR, aunque existe una tendencia gradual desde la facies común de Navalosa hacia el granitoide de Navadijos, hacia la facies porfídica de Navalosa y hacia el plutón de Navacepedilla en el sentido de un incremento en SiO_2 y K_2O y una disminución en TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O y P_2O_5 , mientras que MnO no muestra una variación notable.

Respecto a los elementos traza, buena parte de ellos presentan alta dispersión de valores sin pautas definidas, por lo que la siguiente discusión se limitará a los más representativos.

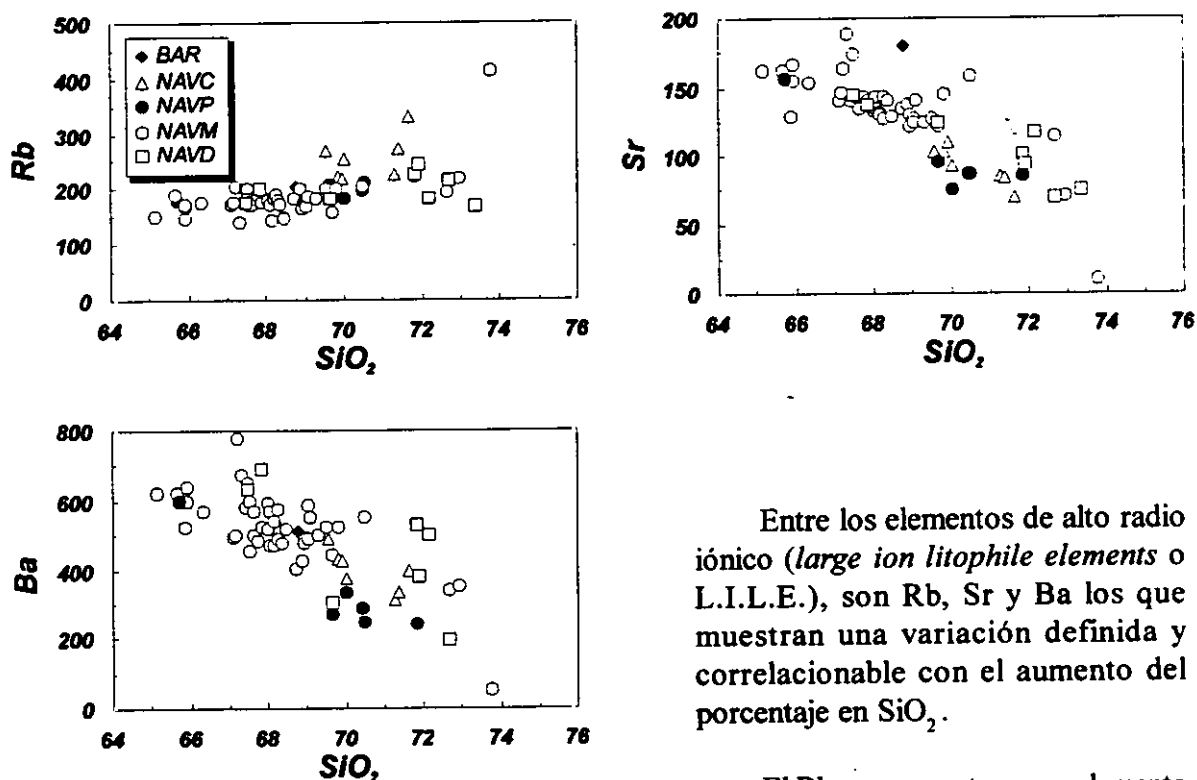


Figura 5.6: Diagramas de variación de Rb, Sr y Ba respecto a SiO_2 para el complejo plutónico regional.

Entre los elementos de alto radio iónico (*large ion lithophile elements* o L.I.L.E.), son Rb, Sr y Ba los que muestran una variación definida y correlacionable con el aumento del porcentaje en SiO_2 .

El Rb se comporta como elemento ligeramente incompatible para valores inferiores al 71% de SiO_2 , mientras que su contenido es muy variable en los términos más evolucionados, llegando a ser de más de 400 p.p.m. en algunos

casos (ver figura 5.6). Este elemento es albergado fundamentalmente por feldespato potásico y biotita, minerales para los cuales los coeficientes de reparto son respectivamente 0.30-0.659 y 2.24-3.30. Su evolución es la misma que la del feldespato potásico y contrapuesta a la de la biotita (ver figura 5.7), lo cual indica que este elemento está controlado por el feldespato alcalino. En la misma dirección apuntan las correlaciones positiva entre Rb y feldespato potásico y negativa entre Rb y biotita. El contenido medio en Rb (197 p.p.m.) es similar al de monzogranitos (171 p.p.m.).

Sr y Ba muestran un comportamiento opuesto al del Rb. Son ligeramente compatibles para las rocas con menos del 71% de SiO_2 , punto a partir del cual su contenido disminuye con mayor intensidad, llegando desde valores de 100 y 400 p.p.m. respectivamente hasta cantidades de 10 y 49 p.p.m. en la muestra más diferenciada, la 555.306 (ver figura 5.6).

El Sr está asociado a las estructuras de apatito, plagioclasa y feldespato potásico, con coeficientes de reparto respectivos de 5.00, 1.45-6.00 y 3.87-9.40. En los granitoides del CPR muestra una fuerte dependencia de la plagioclasa, y sobre todo de la más básica (con mayor contenido en anortita), como lo evidencian las correlaciones positivas Sr-plagioclasa y Sr-CaO

y negativa entre Sr y feldespato potásico (ver figura 5.8). Las muestras más evolucionadas son las que poseen los menores contenidos en plagioclasa, CaO y Sr. El valor medio (125 p.p.m.) es el típico de litologías graníticas s.s. (126 p.p.m.).

El Ba suele estar contenido en feldespato potásico (coeficiente de reparto de 2.10-6.60) y biotita (coeficiente de 6.36-9.70). Las correlaciones negativas frente a SiO_2 y feldespato potásico y positiva frente a biotita indican que es este último mineral el que gobierna principalmente su comportamiento, como se muestra en la figura 5.8. No obstante, la influencia del feldespato potásico se manifiesta en el hecho de que, *grosso modo*, son los granitoides porfídicos (Navacepedilla, Navalosa porfídico y Navadijos) los que poseen contenidos menores en este elemento. La cristalización relativamente precoz de algunos megacristales feldespáticos provoca que los fundidos correspondientes se vean empobrecidos en Ba en etapas iniciales de su evolución. El valor medio de Ba en los granitoides de Gredos oriental (482 p.p.m.) está comprendido entre los de granitos (414 p.p.m.) y monzogranitos (552 p.p.m.).

El contenido en metales de transición disminuye hacia los términos más diferenciados (V, Co, Cu y Ni). Los valores son, por regla general, más altos que los del CPAC (ver figura 5.9), y oscilan entre 63 y 13 p.p.m. para el V, 11 y 2 para el Co, 37 y 3 para el Cu y 18 y 1 para el Ni. Como valores anómalos tan sólo cabe citar la muestra 555.354, perteneciente a la facies común del granitoide de Navalosa, cuyo contenido en Ni es de 64 p.p.m., netamente superior al resto y no representada en la figura correspondiente.

Los contenidos medios de estos elementos (V=38 p.p.m., Co=6 p.p.m., Cu=10 p.p.m. y Ni=9 p.p.m.) están en el rango de valores correspondientes a granitoides s.l. para Cu (3-16 p.p.m.) y Ni (2-19 p.p.m.). El V es similar al de monzogranitos (33-34 p.p.m.) y el Co es claramente inferior al de granitoides s.l. (41-49 p.p.m.). El comportamiento compatible de este último elemento es coherente con su preferencia por quedar retenido en la estructura de la biotita, mineral para el cual presenta un coeficiente de reparto elevado (29.00).

Los elementos de alta carga iónica (*high field strength elements* o H.F.S.E.) no muestran variaciones definidas, salvo el Tl, con una ligera tendencia incompatible, y el Th, que a pesar de la dispersión de valores tiene una tendencia a aumentar con el contenido en sílice. El resto o bien se mantienen aproximadamente constantes (Nb, Ta) o la dispersión de los datos es elevada (Zr, Y) (ver figura 5.9). Sus valores no difieren de los típicos en litologías graníticas hercínicas del Sistema Central Español.

Por lo que respecta a las R.E.E. (tierras raras), éstas se comportan como elementos con alta dispersión en el CPR (ver figura 5.10), variando entre 264 p.p.m. para los términos menos ácidos y 82 p.p.m. para los más ácidos, aunque en detalle puede observarse cómo en los plutones de Navacepedilla, Navalosa porfídico y Navadijos las muestras más evolucionadas tienen contenidos de R.E.E. superiores a los de las muestras menos diferenciadas. Esta tendencia es coherente con la irregular distribución de los minerales accesorios portadores de tierras raras en estos granitoides. Los contenidos en R.E.E. de los plutones del CPR son muy

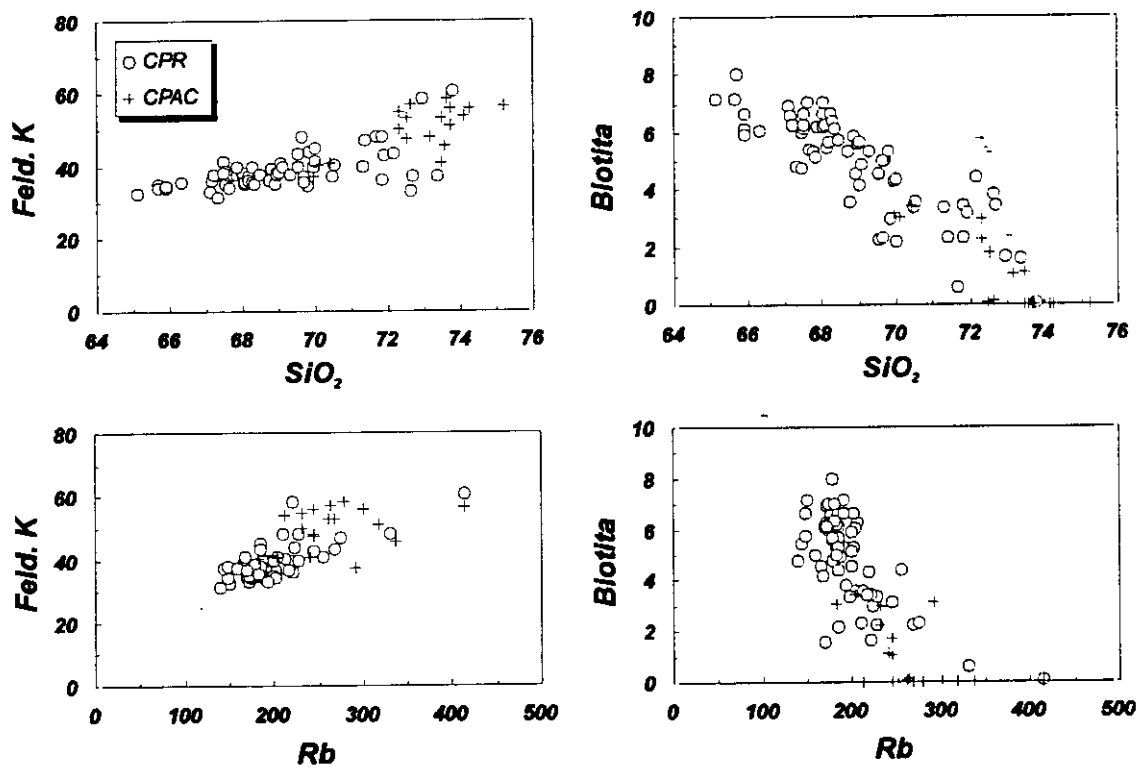


Figura 5.7: Diagramas de variación de SiO₂ y Rb frente a feldespato potásico y biotita.

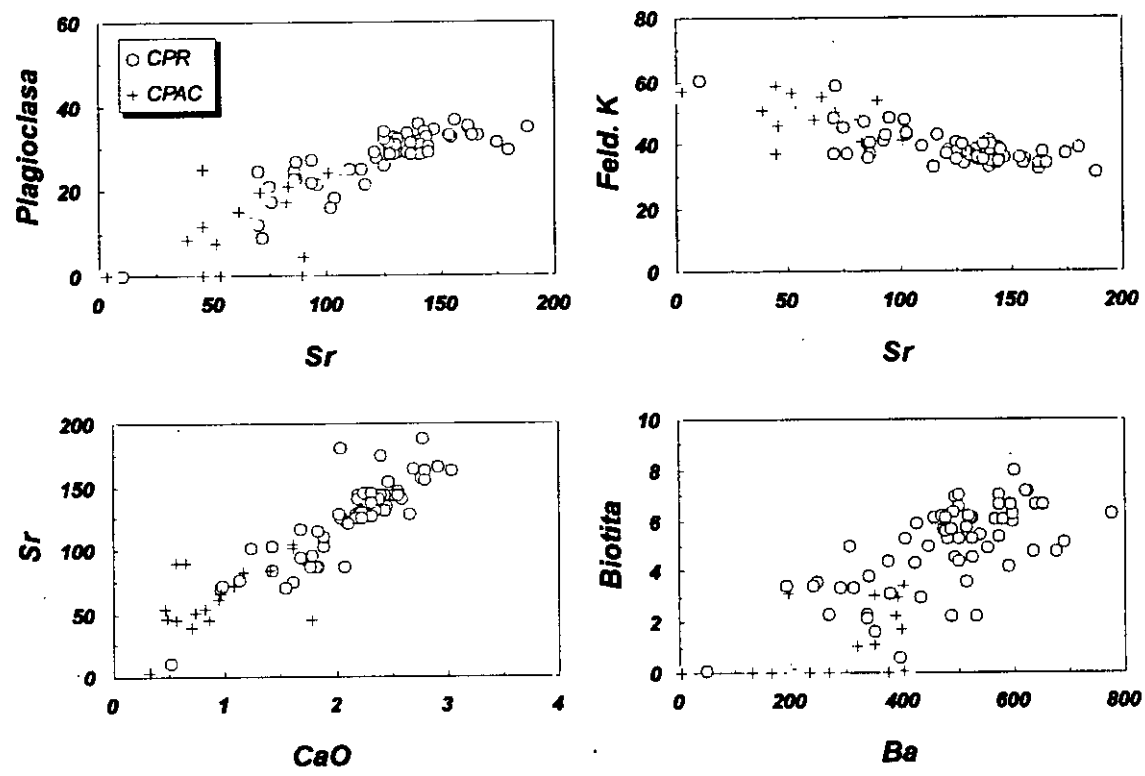


Figura 5.8: Diagramas de variación de Sr frente a CaO, plagioclasea y feldespato potásico y de Ba frente a biotita.

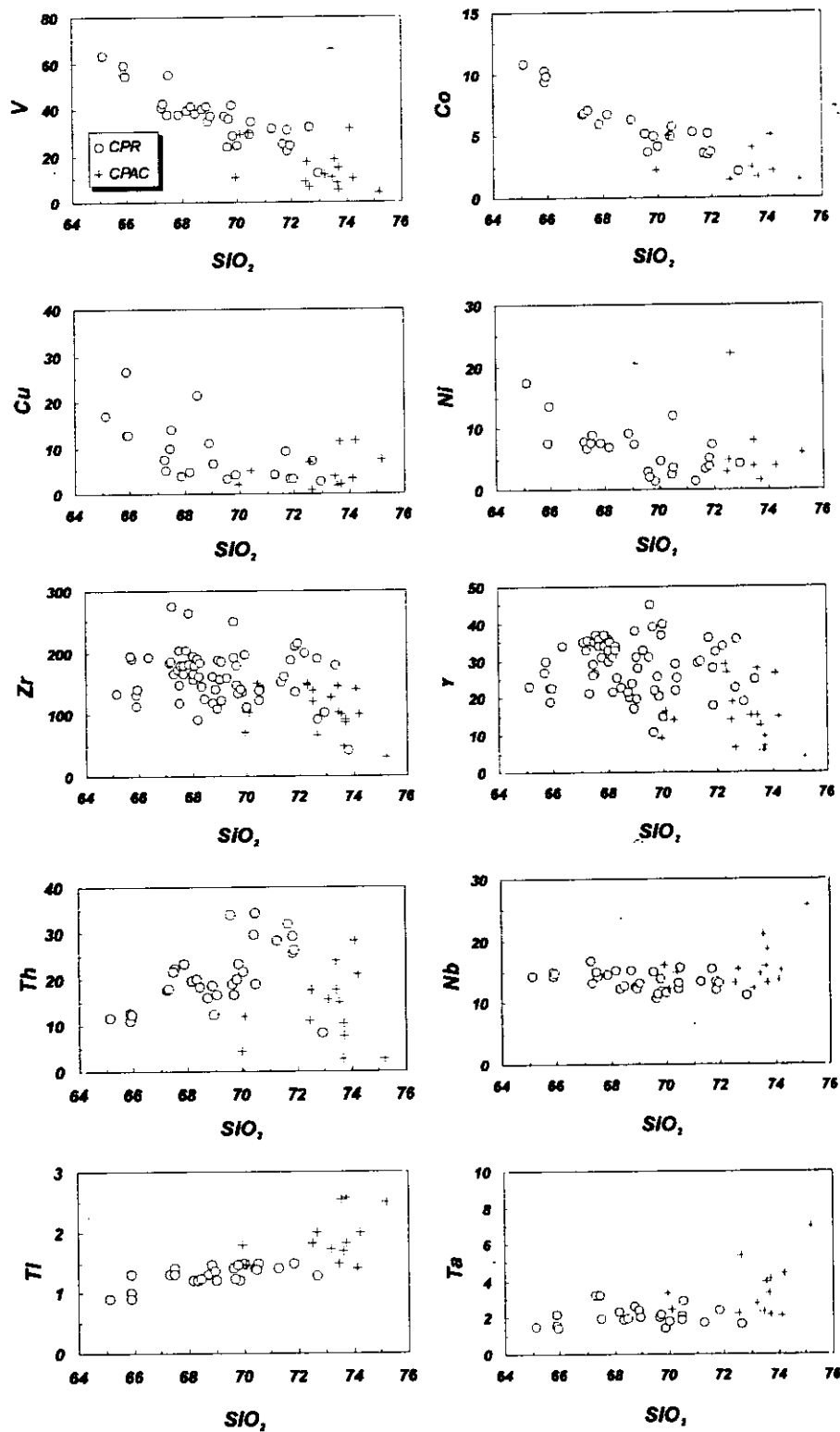


Figura 5.9: Diagramas de variación de otros elementos menores y trazas respecto a SiO_2 .

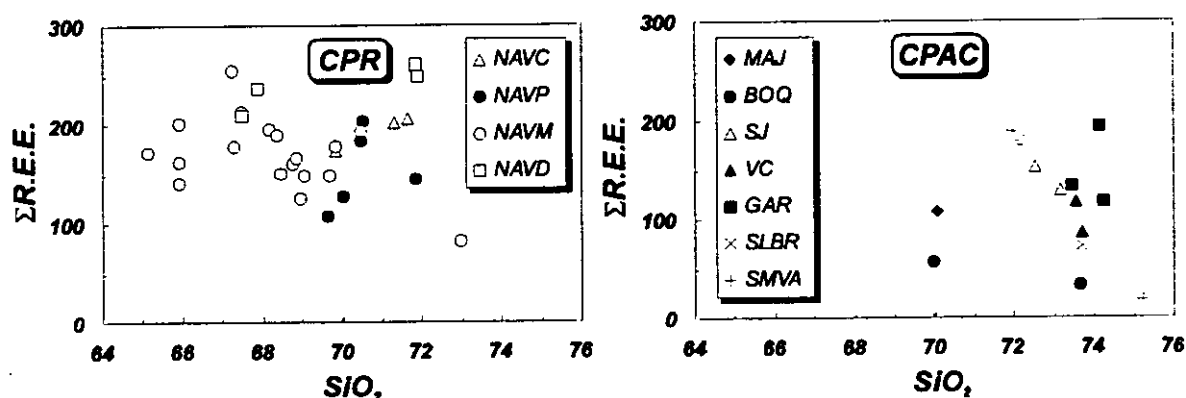


Figura 5.10: Diagramas de variación de la suma de tierras raras respecto a SiO_2 .

similares a los del resto de granitoides tardihercínicos regionales del Sistema Central (ver por ejemplo Casillas, 1989, para las unidades Hoyo de Pinares y Navas del Marqués en Guadarrama, y Moreno-Ventas, 1991, para los granitoides con enclaves microgranulares en Gredos).

5.2.2.2 Conjunto de plutones ácidos circunscritos

El grupo de granitoides intrusivos en el conjunto regional está integrado por diversos plutones ácidos (70-75.2 % de SiO_2) que se proyectan en campos de rocas calcoalcalinas ricas en potasio (ver figura 5.11). No existe ninguna correlación entre el contenido en elementos mayores y la localización geográfica de los diversos granitoides de este grupo. Al aumentar el contenido en SiO_2 se repiten las mismas tendencias de variación en elementos mayores puestas de manifiesto en el CPR: disminución de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MgO y CaO y aumento de K_2O , mientras que otros elementos no muestran cambios acusados (leve empobrecimiento en MnO y variación errática en el contenido en Na_2O y P_2O_5). Al igual que ocurre con los términos más diferenciados del CPR, la dispersión de valores, al tratarse de granitoides con altos contenidos en SiO_2 , es elevada. Es de destacar la ruptura con la tónica general que supone el plutón más diferenciado del sector, el de San Martín, que muestra contenidos superiores en MnO e inferiores en K_2O respecto a los que le corresponderían de acuerdo con su porcentaje de SiO_2 .

Todos estos granitoides son peraluminicos o moderadamente peraluminicos (índice A/CNK entre 1.00 y 1.37; ver figura 5.1), correspondiendo los términos con menor grado de peraluminicidad a los plutones de San Juan, Majadillas y Salobral y los más peraluminicos a los de Los Boquerones, Garganta, San Martín, y Venero Claro. En el diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983; ver figura 5.12), son clasificados como monzogranitos exclusivamente (San

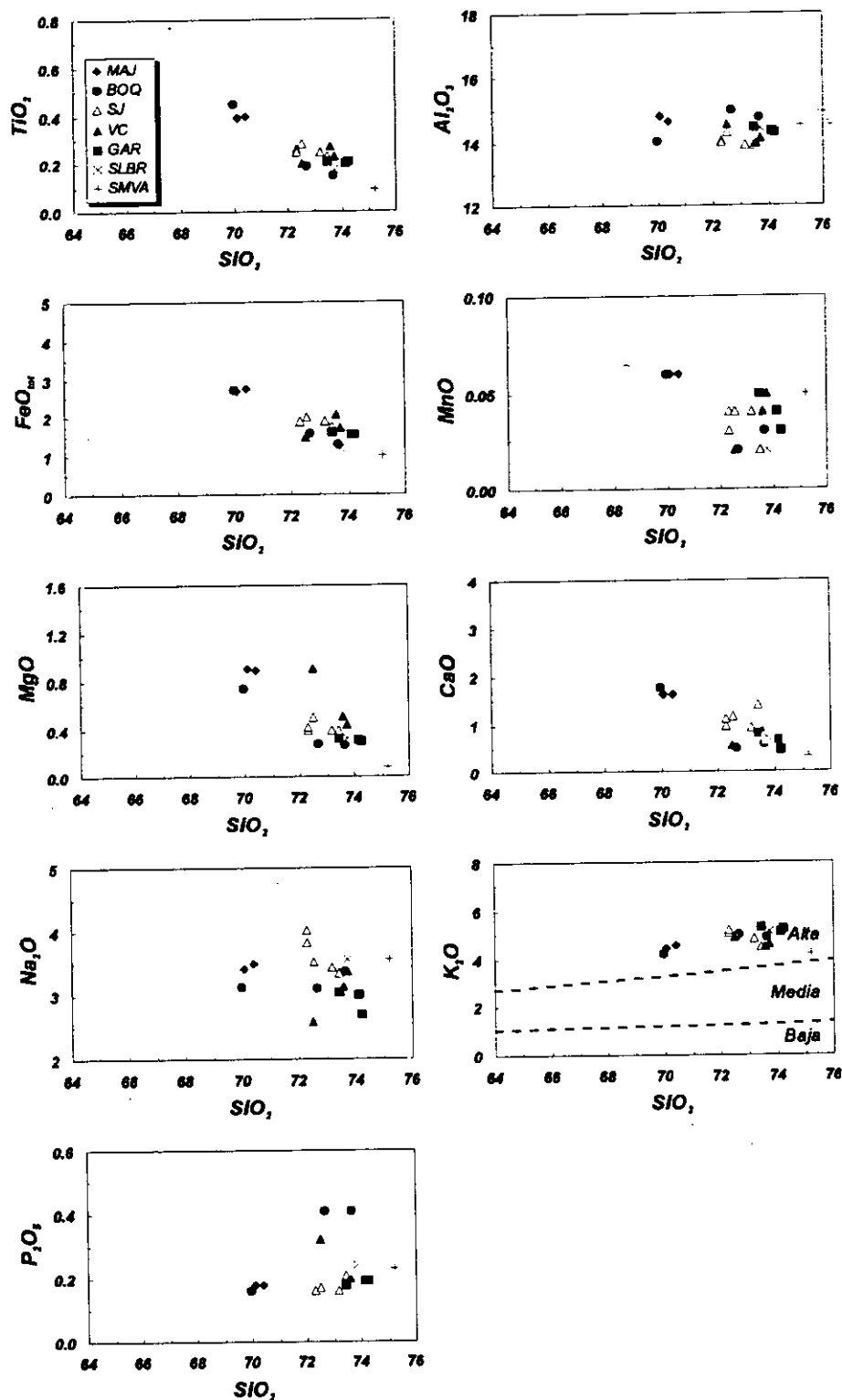


Figura 5.11: Diagramas de variación de elementos mayores respecto a SiO₂ para el conjunto plutónico circunscrito. Las líneas de división en el diagrama SiO₂ vs. K₂O han sido tomadas de Le Maitre *et al.* (1989).

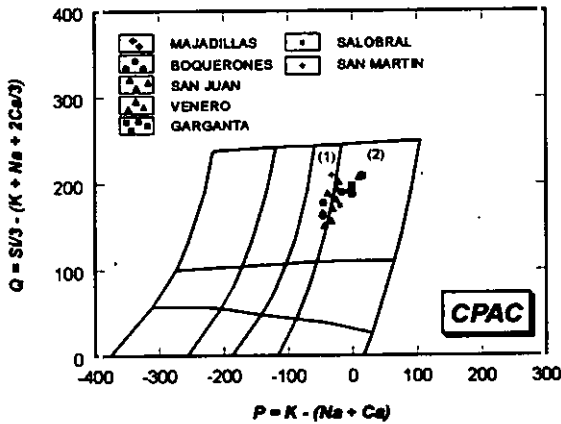


Figura 5.12: Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) para el conjunto plutónico circunscrito. (1): Monzogranitos; (2): Granitos.

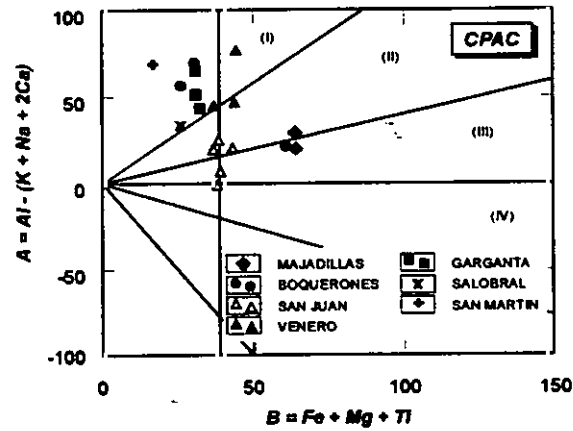


Figura 5.13: Diagrama de minerales característicos de Debon & Le Fort (1983) para el conjunto plutónico circunscrito. Leyenda de los campos: (I): $Msc > Bi$; (II): $Bi > Msc$; (III): Bi ; (IV): $\pm Bi \pm Hb$.

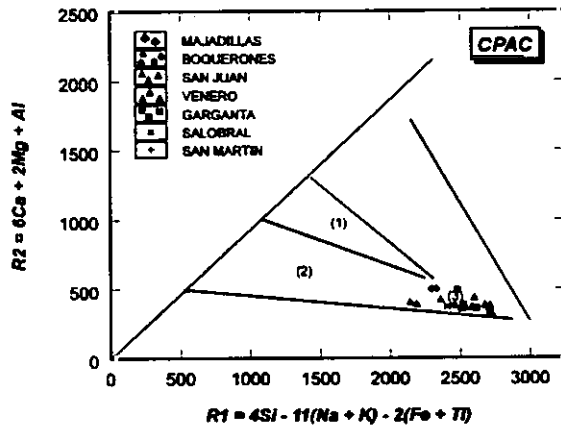


Figura 5.14: Diagrama R1-R2 para el conjunto plutónico circunscrito. Leyenda de los campos (obtenidos de Batchelor & Bowden, 1985): (1): Magmatismo postcolisional; (2): Magmatismo tardiorogénico; (3): Fundidos crustales.

granitoides de carácter leucocrático (San Martín, El Salobral y Garganta). Del resto de plutones, los que presentan mayor variación en SiO_2 incluyen también algún término leucocrático (Los Boquerones).

Martín), como monzogranitos en transición hacia términos graníticos s.s. (San Juan y Los Boquerones) o como granitos s.s. (Garganta, Venero Claro y El Salobral). En el diagrama A-B de minerales característicos de los mencionados autores todas las muestras (ver figura 5.13) se sitúan en el dominio peraluminoso ($A > 0$), en campos biotítico-moscovíticos con biotita predominante (San Juan y Majadillas), con moscovita predominante (Los Boquerones, Garganta y San Martín) o con proporciones similares de ambas micas (Venero Claro y El Salobral), lo cual se ajusta bastante bien a la mineralogía modal. En cuanto al contenido en minerales oscuros, estimado por el parámetro B de este diagrama, los plutones más ácidos están integrados en su totalidad por

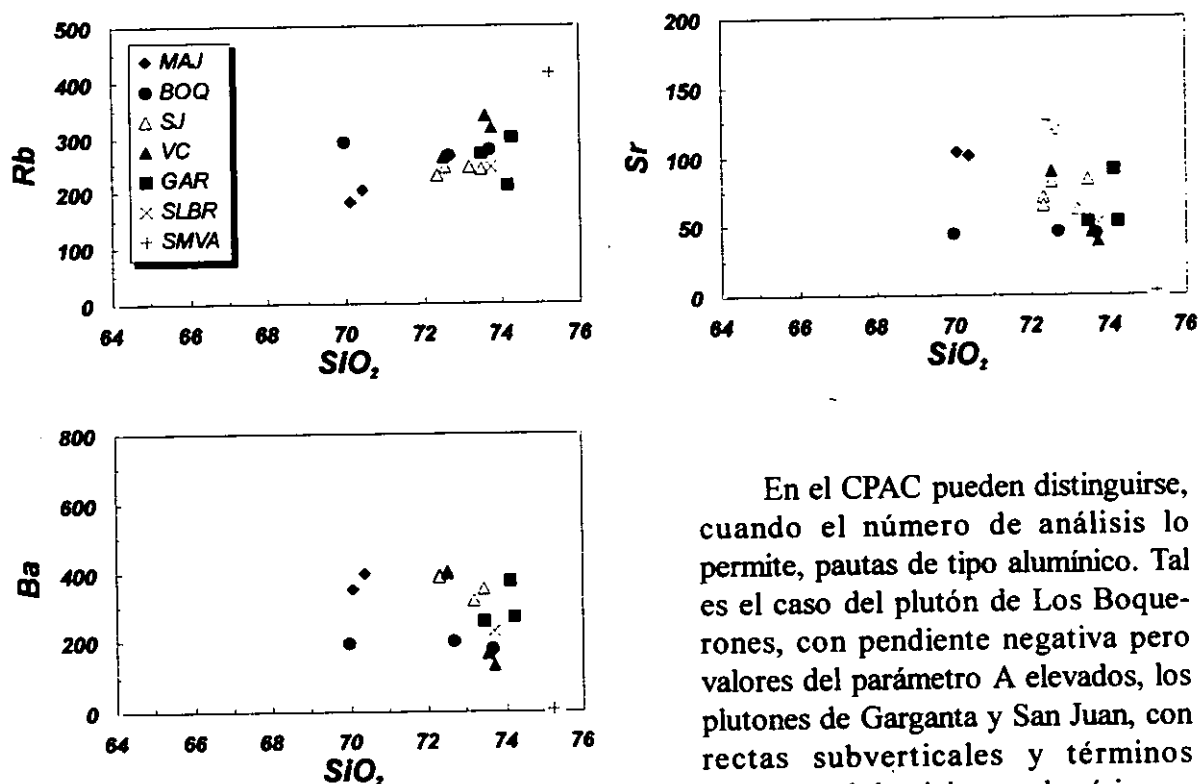


Figura 5.15: Diagramas de variación de Rb, Sr y Ba respecto a SiO_2 para el conjunto plutónico circunscrito.

En el CPAC pueden distinguirse, cuando el número de análisis lo permite, pautas de tipo aluminico. Tal es el caso del plutón de Los Boque- rones, con pendiente negativa pero valores del parámetro A elevados, los plutones de Garganta y San Juan, con rectas subverticales y términos próximos al dominio metalumínico en el segundo de los casos, y el plutón de Venero Claro, cuyas muestras sugieren una pauta subhorizontal y netamente peraluminica.

En el diagrama R1-R2 (ver figura 5.14), el conjunto de muestras se sitúa en el campo de granitoides anatécicos, posición que ocupan al tratarse de litologías que representan términos plutónicos evolucionados. Tan sólo el plutón de San Juan muestra incipientemente una pauta interpretable como típica de magmatismo tardiorogénico.

La evolución seguida por los elementos traza es la misma que ya ha sido puesta de manifiesto en el CPR: comportamiento incompatible de Rb y compatible de Sr, Ba, V y Co (ver figuras 5.9 y 5.15). Al igual que en el grupo regional, los granitoides más empobrecidos en Ba son los más densamente porfídicos (dos muestras de la facies central del plutón de Venero Claro). El Cu y el Ni se encuentran en cantidades muy bajas y no muestran una variación definida con la acidez de la roca. Los valores de Zr, Th, Y, Nb y Ta presentan una dispersión considerable, apreciándose tan sólo valores en el CPAC ligeramente inferiores en Zr e Y y superiores en Nb y Ta si los comparamos con los del CPR. El Tl tiene una leve tendencia incompatible, no tan marcada como en el CPR, y sus contenidos son algo más elevados que en este último grupo.

El contenido de tierras raras en el CPAC es muy variable, con valores entre 194 y menos de 25 p.p.m., sin que sea posible definir tendencias claras. Al igual que en el CPR, los contenidos en R.E.E. se mantienen en el mismo rango de variación que muestran otros granitoides tardihercínicos regionales del Sistema Central Español (véanse Casillas, 1989, y Moreno-Ventas, 1991).

En general, las correlaciones de los diferentes elementos traza frente a SiO_2 o a los minerales normativos son algo menos marcadas que en el CPR, como consecuencia de la diversidad de los plutones que integran el CPAC.

La mayoría de estos plutones presentan un estrecho rango de variación en SiO_2 , por lo que tratar de establecer tendencias tomando este óxido como indicador del grado de evolución resulta sumamente aventurado. Solamente en el plutón de Los Boquerones se aprecia claramente el tipo de variación seguido por sus muestras al aumentar el grado de diferenciación. En cualquier caso, ninguno de ellos se ajusta a pautas lineales, sino más bien curvilíneas.

El plutón de Los Boquerones muestra claras disminuciones en TiO_2 , FeO_1 , MnO , MgO , CaO , Zr , Y , $\Sigma\text{R.E.E.}$ y Ca/Sr , al tiempo que aumentan Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 . Ello se refleja en la composición normativa mediante disminuciones en los contenidos en plagioclasa, biotita e ilmenita (condicionadas por CaO , FeO_1 , TiO_2 , MnO y MgO) e incrementos en feldespato potásico, moscovita, apatito y corindón (relacionados con el enriquecimiento en K_2O , Al_2O_3 y P_2O_5). La variación en la relación Ca/Sr , reflejo del descenso de los contenidos de CaO (pues el Sr se mantiene constante), implica un desfase en la actuación de estos dos elementos, debido a que en ella influyen minerales con comportamientos antagónicos (plagioclasa y apatito).

Del resto de plutones, la información obtenida mediante diagramas de variación frente a SiO_2 es poco ilustrativa. El plutón de San Juan muestra pautas de evolución subparalelas a las de los miembros más ácidos de Navadijos, pero siempre ligeramente desplazadas hacia zonas más evolucionadas. En el granitoide de San Juan el contenido en Rb se mantiene constante al aumentar el K , lo que implica que el comportamiento del Rb no está controlado activamente por las fases minerales potásicas. El Ca y el Sr se comportan de un modo semejante entre ellos, indicando que son plagioclasa y apatito los minerales que más influyen sobre este elemento traza (ver figura 5.16).

Los granitoides de Venero Claro, El Salobral y San Martín muestran contenidos en elementos mayores que no se sitúan en continuidad con los demás plutones del CPAC.

En el plutón de Venero Claro, K y Rb se comportan de un modo antagónico (ver figura 5.16). Así, las rocas con mayores contenidos en K muestran mínimos en Rb . Los máximos valores de este elemento se encuentran en las rocas más diferenciadas, indicando la tendencia del Rb a concentrarse en los residuos finales del proceso magmático y a ser redistribuido después en procesos tardíos.

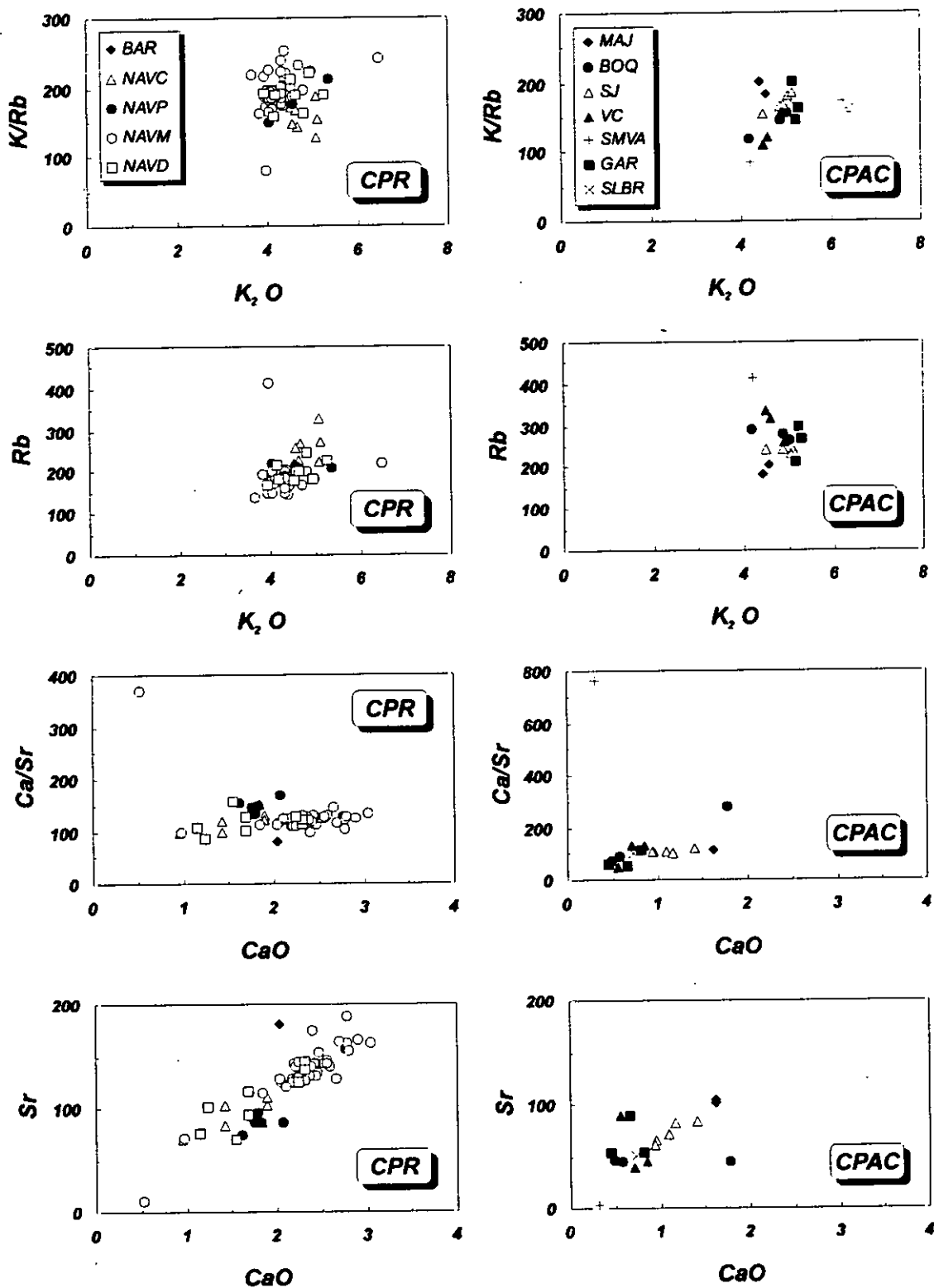


Figura 5.16: Diagramas de variaci3n de K_2O frente a K/Rb y Rb y de CaO frente a Ca/Sr y Sr.

El plutón más occidental del área, situado en San Martín de la Vega del Alberche, difiere notablemente del resto de granitoides del sector. Es el más diferenciado y peraluminico de todo el CPAC, con los máximos contenidos en SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Rb, Ca/Sr, Rb y Rb/Sr y el más empobrecido en CaO, Ba, Sr, Zr, Y, Co y $\Sigma\text{R.E.E.}$. Sus valores de TiO_2 , FeO , MgO, Th, U, K/Rb y Th/U son equivalentes también a los mínimos contenidos alcanzados por el resto de granitoides. Consecuentemente, su paragénesis está controlada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, siendo accesorios los ferromagnesianos (biotita y cordierita) y ocasionales los minerales portadores de Zr y tierras raras (circón). La no observación de apatito modal en este plutón implica que el P_2O_5 , cuyo contenido muestra valores intermedios respecto al conjunto granítico del sector (0.23% frente a 0.10-0.60% para el CPR y 0.16-0.41% para el CPAC) debe estar contenido en otras fases minerales, como los feldespatos alcalinos (Fryda & Breiter, 1995) o fases fosfatadas submicroscópicas residuales (triplita, etc.). Este hecho también indica una alta solubilidad del apatito en el fundido granítico, acorde con su elevado índice de peraluminicidad ($A/\text{CNK}=1.32$), según reseñan Bea *et al.* (1992). Al no cristalizar apatito a partir del fundido, el fósforo se comporta como un elemento incompatible, enriqueciéndose en él los magmas más diferenciados. Es por ello que el contenido en P_2O_5 en el plutón de San Martín (0.23%) es netamente superior al que presentarían los granitoides del complejo regional (0.15%) en el caso de que llegasen a alcanzar valores de SiO_2 equiparables, pues estos últimos sí contienen apatito modal. Esta peculiaridad, junto con la impronta de tierras raras de este granitoide, como se verá más adelante, permiten separarlo del conjunto granítico de Gredos oriental.

6. QUIMICA MINERAL

6. QUIMICA MINERAL

6.1 INTRODUCCION

En este capítulo se describen las características químicas de las fases minerales relevantes (biotita, moscovita, feldespato potásico, plagioclasa y minerales opacos) presentes en los granitoides de Gredos oriental. También se han estimado las condiciones termobáricas de las diferentes paragénesis cuando ello ha sido posible, teniendo en cuenta lo restringido de la variabilidad mineral de estos plutones.

Los análisis han sido realizados mediante microsonda electrónica en muestras representativas de los diferentes granitoides. En determinados casos (especificados en cada apartado), no ha sido posible analizar alguna fase debido al estado alterado de la muestra en cuestión.

Los datos correspondientes figuran en el apartado de tablas al final de esta memoria, incluyendo además el cálculo de fórmulas estructurales según los procedimientos adecuados y las equivalencias entre los números de análisis empleados en los diferentes capítulos y los números de muestras a los que pertenecen.

6.2 BIOTITA

6.2.1 INTRODUCCION

Desde hace tiempo se ha prestado atención a la biotita como reflejo de la composición química de la roca que la contiene y de las condiciones de cristalización del magma del que deriva, reconociéndose la relación existente el quimismo de las micas trioctaédricas y factores como grado de diferenciación del magma, condiciones de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno bajo las que cristalizó éste, tipo de paragénesis acompañante, etc.

En este sentido, cabe citar los trabajos de Nockolds (1947), Foster (1960), Wones & Eugster (1965), Rutherford (1969), Albuquerque (1973), Fershtater (1973), Dymek (1983), Naney (1983), Nachit *et al.* (1985), Rossi & Chevremont (1987) y Clemens & Wall (1988) entre otros. A modo de recopilación bibliográfica, se remite al lector a los trabajos de Speer (1984) y Deer *et al.* (1992).

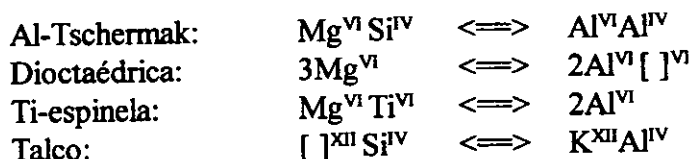
En el sector oriental de Gredos, la composición química de este mineral (ver tabla 10.2.1 en el apéndice final) muestra una enorme similitud entre unos plutones y otros, mimetizando

el parecido ya puesto de manifiesto en el capítulo de geoquímica de roca total. Tan sólo se diferencian claramente del resto las biotitas del granitoide de San Martín (análisis números 129-134) y tres de las analizadas en el granitoide de Barajas (análisis números 10, 11 y 12). En el primero de los casos las micas trioctaédricas están netamente separadas de las de los demás granitoides hacia el extremo que ocuparían biotitas altamente evolucionadas. Las tres micas de Barajas mencionadas se encuentran en el extremo opuesto, siendo las que menor relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ poseen. Ópticamente son biotitas de tonalidad verdosa, y forman parte de los pseudomorfos desarrollados sobre cristales de cordierita, fase de la cual heredan el alto contenido en MgO frente a FeO_1 . El resto de las biotitas no permiten, como es de esperar, diferenciar unos plutones de otros, existiendo múltiples solapamientos composicionales. Por ello, en la siguiente discusión se tratarán conjuntamente todos los datos (exceptuando al granitoide de San Martín), añadiendo detalles específicos de cada plutón cuando la ocasión lo requiera. Dado el intenso grado de alteración postmagmática experimentado por ciertas biotitas, no ha sido posible obtener análisis satisfactorios de esta fase mineral en los plutones de Los Boquerones, El Salobral y Cuervo.

6.2.2 CONSIDERACIONES CRISTALOQUÍMICAS

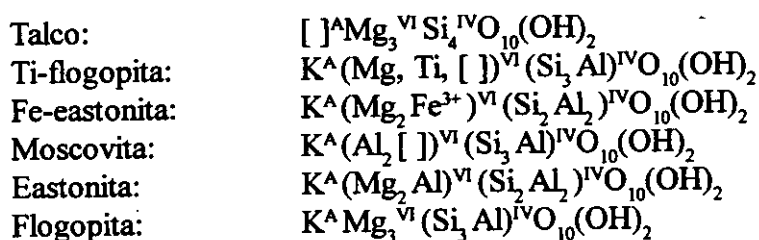
La composición química de las biotitas puede describirse mediante la fórmula general $A_2Y_6T_8O_{20}(OH, F)_4$, donde A=K (posición de coordinación doce), Y=(Mg, Fe^{2+} , Al) (posición de coordinación seis) y T=($Si_{6,3}Al_{2,3}$) (posición de coordinación cuatro) principalmente. Otros elementos que entran en la estructura de las biotitas sustituyendo a los anteriores son Na y Ca en posiciones interlaminares (A), Mn, Fe^{3+} y Ti en posiciones octaédricas (Y) y (O, Cl) reemplazando a (OH, F) (Deer *et al.*, 1992; Hewitt & Abrecht, 1986). Las biotitas *s.l.* forman una solución sólida en la que pueden ser tomados en cuenta varios términos finales, diversos según los autores considerados. Esencialmente, la variación principal tiene lugar entre un polo magnésico o flogopítico ($KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$) y un polo ferroso o annítico ($KFe^{2+}_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$). No obstante, el campo composicional de las biotitas es más amplio, debido a la variedad de sustituciones posibles a partir de la fórmula general. Así, el sistema puede ser ampliado con la puesta en juego de un componente teórico oxibiotítico ($KFe^{3+}_3AlSi_3O_{12}(H^{-1})$; Wones & Eugster, 1965), de annita sódica ($NaFe^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$; Rutherford, 1969), etc. También debe aceptarse la existencia de posiciones estructurales no ocupadas o vacancias, con lo cual es fácil darse cuenta del grado de complejidad que puede alcanzar cualquier intento de determinar en profundidad la estructura de este grupo de micas trioctaédricas.

En el presente estudio se ha aceptado el modelo propuesto por Dymek (1983), quien tiene en cuenta por un lado la existencia de Fe en sus dos estados de oxidación y por otro lado la presencia de vacancias. Según este autor, el conjunto de sustituciones que tiene lugar en las biotitas puede ser reducido a combinaciones lineales de cuatro tipos:



indicando [] las vacancias.

En base a estos cuatro tipos de sustituciones, la composición de cualquier biotita puede ser definida mediante seis términos finales:



El procedimiento de normalización propuesto por Dymek (*op. cit.*) para el cálculo de la fórmula estructural se basa en la aceptación de que

$$\Sigma \text{cationes} - (K+Na+Ca+Ba) + Ti + Al_{xc}^{VI}/2 = 7.0,$$

siendo

$$Al_{xc}^{VI} = (Al+Cr)^{VI} - Al^{IV} + (K+Na+2Ca+2Ba),$$

es decir, el aluminio octaédrico en exceso (no compensado por aluminio tetraédrico).

Este método permite eliminar los excesos de carga, pues conlleva la existencia en la celdilla unitaria de la biotita de una vacancia por cada catión de Ti y dos por cada catión de Al^{VI} en exceso. En los casos en que la magnitud de Al_{xc}^{VI} es negativa (Al^{IV} en exceso), ese valor negativo permite una estimación mínima de la cantidad de $(Fe^{3+})^{VI}$ necesaria para compensar el Al^{IV} . No obstante, para estimar el contenido en Fe^{3+} de estas micas se ha utilizado en el presente trabajo el procedimiento propuesto por De Bruijn (1983), apropiado para granitoides hercínicos de la zona Centro-Ibérica y aplicado con éxito por otros autores en áreas relativamente cercanas (Barbero, 1992; Pérez-Soba, 1992; Eugercios, 1994; Castellón, 1995).

Partiendo, pues, de los valores así obtenidos para Fe^{3+} , se ha aplicado el método iterativo de Dymek sin recalculer Fe^{3+} . Puede observarse que las desviaciones respecto a lo ideal en cuanto a la ocupación de posiciones T (cuatro cationes) considerando sólo Si y Al^{IV} alcanza como máximo 0.06 cationes p.f.u. (por fórmula unidad), valor enjugable por errores de redondeo en los cálculos (ver tablas 6.2 y 10.2.1). No es, por tanto, necesario invocar la

presencia de otros cationes (como Fe^{3+} o Ti^{4+}) en coordinación tetraédrica, aparte de los ya mencionados Si^{4+} y Al^{3+} .

6.2.3 ALTERACION DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Para seleccionar biotitas de cara a su análisis químico (ver tablas 6.1 y 10.2.1) se ha procurado elegir las menos alteradas en función de sus características petrográficas. No obstante, es necesario comprobar su grado de transformación. Ello puede conseguirse con el diagrama propuesto por Simon (1990), basado en la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de las micas. En él, como referencia, se han representado los términos finales ideales de biotita, moscovita y clorita (ver figura 6.1). Puede observarse cómo hay un ligero desplazamiento de buena parte de las muestras hacia el campo composicional de la clorita, especialmente en los plutones cuya paragénesis incluye moscovita y/o cordierita (Majadillas, San Juan, Venero Claro, Garganta y San Martín). No obstante, el grado de alejamiento del campo biotítico es mínimo, por lo que no debe ser considerado como una alteración sino como un reflejo de la composición más aluminica de estas rocas.

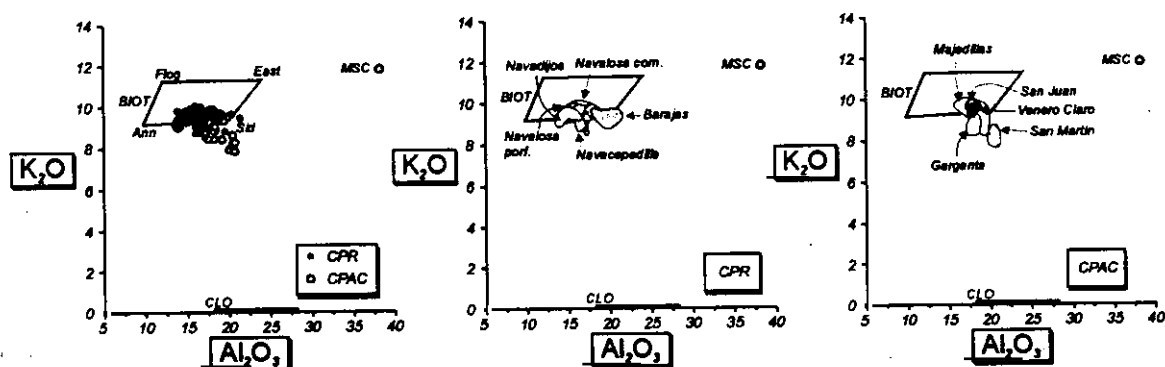


Figura 6.1: Diagrama Al_2O_3 vs. K_2O según Simon (1990) para las biotitas de Gredos oriental.

6.2.4 CLASIFICACION

Con el objeto de caracterizar químicamente a las biotitas del sector oriental de Gredos, se han empleado cinco de los diagramas más usuales, desarrollados por Deer *et al.* (1992), Foster (1960), Dymek (1983), Rossi & Chevremont (1987) y Nachit *et al.* (1985). También se ha realizado un estudio multivariante a fin de clarificar, en la medida de lo posible, la distinción entre los diferentes plutones a partir de sus biotitas.

Tabla 6.1: Medias, mínimos y máximos de las biotitas analizadas (entre paréntesis, número de muestras).

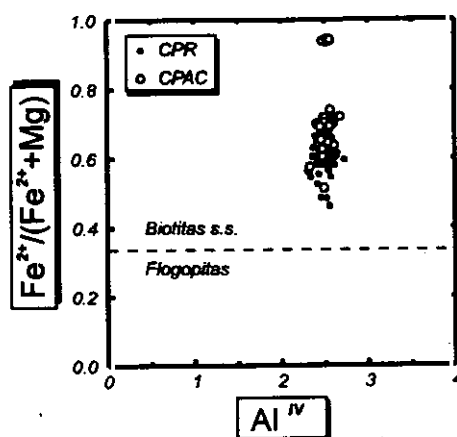
	BARAJAS (9)			NAVACEPEDILLA (20)			NAVALOSA PORF. (11)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
SiO ₂	34.75	33.95	35.15	35.44	34.40	36.06	35.84	35.11	36.58
TiO ₂	3.05	2.43	3.90	2.88	1.54	4.36	3.66	2.51	4.46
Al ₂ O ₃	18.56	18.00	19.38	18.32	15.63	16.95	14.57	13.87	15.69
FeO _{tot}	20.91	19.32	22.02	24.36	22.65	25.69	24.53	23.09	25.56
MnO	0.23	0.08	0.37	0.36	0.23	0.44	0.29	0.21	0.40
MgO	7.45	6.82	8.86	6.61	5.83	7.58	7.67	6.80	9.57
CaO	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.07	0.03	0.00	0.14
Na ₂ O	0.45	0.11	0.68	0.13	0.00	0.48	0.08	0.00	0.35
K ₂ O	9.56	9.36	9.73	9.40	8.74	9.91	9.51	9.26	9.84
NiO	0.02	0.00	0.10	0.02	0.00	0.08	0.03	0.00	0.13
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.08	0.02	0.00	0.11	0.03	0.00	0.08
Total	95.05	94.01	96.47	95.56	92.89	97.07	96.26	94.69	97.41

	NAVALOSA COMUN (41)			NAVADJOS (15)			MAJADILLAS (7)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
SiO ₂	35.50	34.63	36.77	35.52	34.36	36.33	35.25	34.89	35.57
TiO ₂	3.79	3.00	4.52	3.86	3.32	4.40	3.44	2.32	4.25
Al ₂ O ₃	18.14	13.98	18.79	14.68	13.72	16.21	17.58	16.04	19.13
FeO _{tot}	22.60	20.30	25.55	25.39	23.84	26.76	21.80	19.91	22.75
MnO	0.34	0.22	0.44	0.38	0.25	0.66	0.52	0.38	0.98
MgO	7.45	6.60	8.20	7.07	5.72	8.00	6.64	6.19	7.08
CaO	0.02	0.00	0.08	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.09
Na ₂ O	0.26	0.00	0.84	0.08	0.00	0.24	0.35	0.00	0.72
K ₂ O	9.59	8.57	10.09	9.37	9.03	9.72	9.67	9.27	9.92
NiO	0.03	0.00	0.19	0.02	0.00	0.08	0.04	0.00	0.10
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.19	0.02	0.00	0.06	0.03	0.00	0.08
Total	95.77	94.15	97.29	96.38	94.34	97.50	95.38	93.56	97.46

	SAN JUAN (3)			VENERO CLARO (6)			GARGANTA (13)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
SiO ₂	35.53	34.83	36.55	34.83	34.23	35.38	34.70	34.05	35.03
TiO ₂	3.54	3.12	3.99	2.84	2.35	2.93	2.89	1.43	3.82
Al ₂ O ₃	17.87	17.41	18.55	18.01	17.61	18.50	17.98	17.53	18.40
FeO _{tot}	24.28	23.39	25.49	24.43	23.92	24.79	24.36	23.39	25.48
MnO	0.34	0.33	0.35	0.41	0.34	0.52	0.46	0.42	0.53
MgO	5.03	4.52	5.38	5.37	5.18	5.61	5.27	4.91	6.28
CaO	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04
Na ₂ O	0.51	0.00	0.83	0.23	0.00	0.50	0.05	0.01	0.09
K ₂ O	9.72	9.65	9.85	9.53	9.28	9.71	8.74	8.46	9.13
NiO	0.10	0.00	0.18	0.02	0.00	0.07		n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.09	0.01	0.00	0.03		n.d.	n.d.
Total	97.00	95.52	98.20	95.49	94.00	96.62	94.45	93.29	95.54

Tabla 6.1: Continuación

	SAN MARTÍN (6)		
	Media	Mín.	Máx.
SiO ₂	33.31	33.12	33.51
TiO ₂	1.90	1.75	2.22
Al ₂ O ₃	20.55	20.10	20.77
FeO _{tot}	26.95	26.32	27.37
MnO	1.16	1.10	1.29
MgO	0.88	0.82	0.97
CaO	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.09	0.03	0.15
K ₂ O	8.15	7.85	8.64
NiO		n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃		n.d.	n.d.
Total	92.99	92.35	93.95

Figura 6.2: Diagrama Al^{IV} vs. Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) (Deer *et al.*, 1992).

6.2.4.1 Diagrama Al^{IV} vs. Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) para 22 oxígenos (Deer *et al.*, 1992)

Todas las muestras corresponden a biotitas *s.s.*, al igual que ocurre en otros granitoides tardihercínicos cercanos (conjuntos plutónicos de Gredos, Moreno-Ventas, 1991 y de Guadarrama occidental, Casillas, 1989). Puede observarse (ver figura 6.2) el solapamiento existente entre los dos grupos plutónicos del área (regional y circunscrito). En ambos se da una amplia variación en el valor Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg), entre 0.53 y 0.70 para el grupo regional y entre 0.51 y 0.74 para el grupo circunscrito, correspondiendo los valores más elevados a las muestras del último de ellos, acorde con su mayor grado de diferenciación. El granitoide de San Martín presenta valores muy altos de Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg), superiores a 0.94, comparables con los de algunos leucogranitos del complejo anatéctico de la Peña Negra (Pereira, 1992). También guarda semejanzas con las biotitas de ciertos leucogranitos de la Sierra de Guadarrama, bajas en Ti y altas en Mn, típicas de granitoides muy fraccionados (Villaseca & Barbero, 1994 b).

6.2.4.2 Diagrama Mg - Fe²⁺+Mn - Al^{VI}+Ti+Fe³⁺ (Foster, 1960)

En este diagrama (ver figura 6.3) todas las biotitas analizadas salvo una quedan en el campo de biotitas

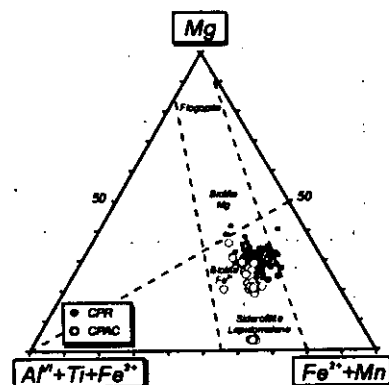
Figura 6.3: Diagrama Mg - Fe²⁺+Mn - Al^{VI}+Ti+Fe³⁺ (Foster, 1960).

Tabla 6.2: Medias, mínimos y máximos de los cationes de la fórmula estructural de las biotitas analizadas (entre paréntesis, número de muestras).

	BARAJAS (9)			NAVACEPEDILLA (20)			NAVALOSA PORF. (11)		
	Media	Min.	Máx.	Media	Min.	Máx.	Media	Min.	Máx.
Si	2.69	2.63	2.72	2.77	2.72	2.81	2.77	2.74	2.79
Al ^{IV}	1.30	1.26	1.36	1.23	1.18	1.28	1.23	1.21	1.26
Σ T	3.98	3.96	3.99	4.00	3.97	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.39	0.32	0.45	0.27	0.20	0.37	0.10	0.03	0.19
Fe ³⁺	0.08	0.06	0.10	0.14	0.09	0.17	0.08	0.00	0.16
Fe ²⁺	1.26	1.16	1.31	1.44	1.34	1.53	1.39	1.33	1.47
Mn	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03
Mg	0.86	0.79	1.02	0.77	0.67	0.89	0.88	0.79	1.09
Ti	0.18	0.14	0.22	0.17	0.09	0.25	0.21	0.14	0.26
Ni	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.79	2.75	2.84	2.82	2.74	2.87	2.67	2.60	2.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.07	0.02	0.10	0.02	0.00	0.07	0.01	0.00	0.05
K	0.94	0.92	0.95	0.94	0.86	0.99	0.94	0.90	0.97
Σ A	1.01	0.96	1.03	0.96	0.89	1.02	0.95	0.92	0.99
Σ Carga	22.05	22.04	22.08	22.10	22.04	22.13	21.66	21.41	22.02
FEMG ^(*)	0.60	0.55	0.62	0.65	0.60	0.69	0.61	0.55	0.65

	NAVALOSA COMUN (41)			NAVADJOS (15)			MAJADILLAS (7)		
	Media	Min.	Máx.	Media	Min.	Máx.	Media	Min.	Máx.
Si	2.74	2.68	2.82	2.75	2.69	2.79	2.73	2.68	2.76
Al ^{IV}	1.25	1.15	1.32	1.25	1.21	1.31	1.25	1.22	1.30
Σ T	4.00	3.96	4.00	4.00	3.97	4.00	3.98	3.97	4.00
Al ^{VI}	0.21	0.05	0.44	0.09	0.00	0.19	0.35	0.22	0.43
Fe ³⁺	0.09	0.01	0.16	0.10	0.02	0.27	0.08	0.03	0.11
Fe ²⁺	1.33	1.20	1.43	1.39	1.18	1.57	1.32	1.26	1.38
Mn	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06
Mg	0.86	0.76	0.94	0.81	0.66	0.91	0.77	0.72	0.82
Ti	0.22	0.18	0.26	0.22	0.20	0.25	0.20	0.13	0.25
Ni	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.74	2.60	2.81	2.84	2.61	2.79	2.76	2.72	2.81
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.04	0.00	0.13	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00	0.11
K	0.95	0.84	0.99	0.92	0.88	0.96	0.96	0.93	0.98
Σ A	0.99	0.85	1.07	0.94	0.88	0.98	1.01	0.94	1.08
Σ Carga	21.95	21.50	22.15	21.80	21.46	22.04	22.06	22.00	22.09
FEMG ^(*)	0.61	0.56	0.65	0.63	0.57	0.70	0.63	0.60	0.65

(^{*} FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 6.2: Continuación.

	SAN JUAN (3)			VENERO CLARO (6)			GARGANTA (13)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
Si	2.73	2.70	2.76	2.72	2.70	2.75	2.73	2.66	2.76
Al ^{IV}	1.24	1.20	1.28	1.25	1.23	1.29	1.27	1.22	1.34
Σ T	3.97	3.96	3.98	3.98	3.97	3.98	3.99	3.98	4.00
Al ^{VI}	0.37	0.33	0.41	0.40	0.37	0.43	0.39	0.29	0.47
Fe ³⁺	0.10	0.04	0.16	0.12	0.09	0.13	0.13	0.07	0.16
Fe ²⁺	1.45	1.40	1.48	1.47	1.45	1.50	1.47	1.39	1.51
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04
Mg	0.58	0.52	0.61	0.63	0.60	0.65	0.62	0.57	0.74
Ti	0.20	0.18	0.23	0.16	0.14	0.17	0.17	0.08	0.22
Ni	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.75	2.74	2.77	2.80	2.79	2.82	2.80	2.66	2.87
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.00	0.12	0.03	0.00	0.08	0.01	0.00	0.01
K	0.95	0.95	0.96	0.95	0.94	0.97	0.88	0.85	0.91
Σ A	1.03	0.96	1.08	0.99	0.96	1.02	0.88	0.85	0.93
Σ Carga	22.06	22.01	22.11	22.07	22.06	22.09	22.06	21.64	22.11
FEMG ^(*)	0.72	0.70	0.74	0.70	0.69	0.71	0.70	0.65	0.72

	SAN MARTIN (6)		
	Media	Mín.	Máx.
Si	2.69	2.68	2.70
Al ^{IV}	1.26	1.24	1.28
Σ T	3.95	3.94	3.96
Al ^{VI}	0.68	0.64	0.72
Fe ³⁺	0.15	0.12	0.16
Fe ²⁺	1.67	1.65	1.69
Mn	0.08	0.08	0.09
Mg	0.11	0.10	0.12
Ti	0.12	0.11	0.13
Ni	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.80	2.78	2.82
Ca	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.02
K	0.84	0.81	0.88
Σ A	0.85	0.82	0.90
Σ Carga	22.06	22.04	22.09
FEMG ^(*)	0.94	0.94	0.95

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

pertenecientes a granitos. Se trata de biotitas con Fe²⁺ > Mg, siendo más magnésicas en conjunto las del CPR. Las tres micas de pseudomorfos cordieríticos del plutón de Barajas pueden ser consideradas biotitas magnésicas, mientras que las del plutón de San Martín están claramente desplazadas hacia el polo siderofilita-lepidomelana debido a sus bajos contenidos en Mg. Por comparación con granitoides de la Sierra de Guadarrama, las biotitas de los plutones del CPR quedan en campos transicionales entre las pertenecientes a tipos PI y a tipos PS (ver figura 3 de Villaseca & Barbero, 1994 b).

6.2.4.3 Diagrama S-A-FM (Dymek, 1983) ($S = \text{SiO}_2 + 2\text{K}_2\text{O} + 2\text{Na}_2\text{O} + 2\text{BaO} + 2\text{CaO}$; $A = 2\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{Cr}_2\text{O}_3 + 2\text{TiO}_2 - 2\text{K}_2\text{O} - 2\text{Na}_2\text{O} - 2\text{BaO} - 2\text{CaO}$; $\text{FM} = \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{ZnO} - \text{TiO}_2$)

Todas las biotitas (ver figura 6.4) quedan inscritas en el triángulo definido por los términos finales talco-annita-flogopita, Ti-oxibiotita y eastonita. Como indica Dymek (*op. cit.*), en estas biotitas han intervenido sustituciones del tipo oxicomponente titanado $[(\text{R}^{2+})^{\text{VI}} + 2(\text{OH})^- = (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + 2(\text{O}^{2-}) + \text{H}_2]$ o del tipo vacancia $[3(\text{R}^{2+})^{\text{VI}} = 2(\text{Al}^{3+})^{\text{VI}} + [\text{J}^{\text{VI}} \text{ o bien } 2(\text{R}^{2+})^{\text{VI}} = (\text{Ti}^{4+})^{\text{VI}} + [\text{J}^{\text{VI}}]$, pues todos los datos se hallan desplazados de la línea flogopita-eastonita hacia el vértice S del diagrama.

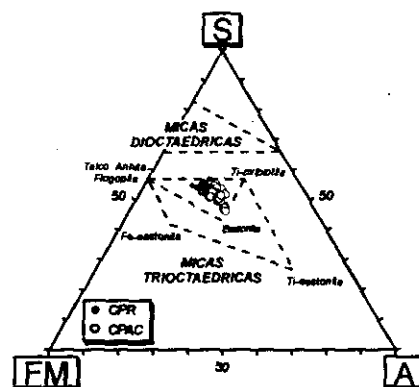


Figura 6.4: Diagrama S-A-FM (Dymek, 1983).

Siguiendo el esquema de Dymek, podemos caracterizar las biotitas en función de los términos finales talco, Ti-flogopita, Fe-eastonita, moscovita, eastonita y flogopita (ver tabla 6.3). Comparando entre sí los dos grandes grupos plutónicos, vemos que las únicas diferencias llamativas son valores algo menores en talco y mayores en flogopita en el grupo regional (ver figura 6.5), aunque los intervalos de valores de ambos grupos se

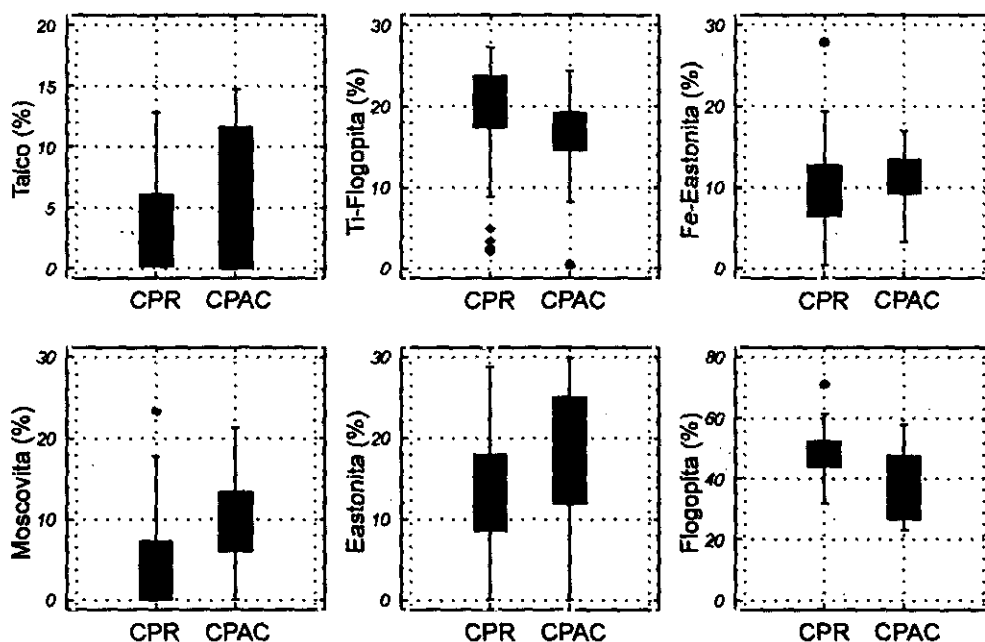


Figura 6.5: Variación de los términos finales de la fórmula estructural de las biotitas.

Tabla 6.3: Medias, mínimos y máximos de los términos finales calculados a partir de la fórmula estructural de biotitas (entre paréntesis, número de muestras).

	BARAJAS (9)			NAVACEPEDILLA (20)			NAVALOSA PORF. (11)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
Talco	0.66	0.00	4.23	4.23	0.00	10.70	5.05	0.74	8.35
Ti-Flog.	17.36	13.93	22.03	16.64	8.87	25.28	22.12	15.41	27.16
Fe-East.	8.02	5.91	9.44	13.37	9.21	16.72	6.66	0.46	16.24
Mosc.	9.27	5.83	14.45	6.88	2.41	14.68	0.10	0.00	0.99
Easton.	19.89	14.98	25.69	12.83	0.95	22.52	9.93	3.63	19.57
Flogop.	44.80	42.49	47.53	46.04	36.18	56.52	56.14	46.60	71.33

	NAVALOSA COMUN (41)			NAVADIJOS (15)			MAJADILLAS (7)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
Talco	2.52	0.00	15.34	6.67	2.37	12.30	1.79	0.00	5.47
Ti-Flog.	21.80	12.14	27.26	23.46	20.55	26.40	19.69	12.86	24.38
Fe-East.	8.84	0.62	16.19	10.28	1.94	27.93	8.13	3.33	10.90
Mosc.	3.48	0.00	16.02	0.14	0.00	2.15	9.30	6.05	15.16
Easton.	14.27	0.04	28.83	9.13	0.10	20.35	15.56	8.81	23.53
Flogop.	47.87	24.37	61.53	50.32	35.25	58.05	45.53	37.56	51.63

	SAN JUAN (3)			VENERO CLARO (6)			GARGANTA (13)		
	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.
Talco	1.37	0.00	4.12	1.64	0.00	3.99	11.39	7.00	14.74
Ti-Flog.	19.93	17.54	23.01	15.11	13.53	16.77	16.87	8.19	23.40
Fe-East.	9.66	3.64	15.06	11.20	9.20	12.92	12.30	7.56	15.24
Mosc.	12.52	6.65	15.60	12.32	9.95	15.80	7.15	0.00	14.57
Easton.	11.17	0.70	27.13	14.49	8.17	19.45	24.28	15.86	29.92
Flogop.	45.33	34.44	51.10	45.25	41.42	49.17	28.01	23.19	37.17

	SAN MARTIN (6)		
	Media	Mín.	Máx.
Talco	14.15	9.95	16.92
Ti-Flog.	11.06	10.22	12.85
Fe-East.	13.92	11.66	15.67
Mosc.	20.03	17.57	22.75
Easton.	25.52	23.41	28.30
Flogop.	15.33	10.38	21.77

solapan. Destacan en general los altos contenidos en flogopita (en torno al 40%) y Ti-flogopita (20%), siendo más moderados los de eastonita (15%) y Fe-eastonita (10%) y bajos los de moscovita (6%) y talco (4.5%).

Considerando cada plutón por separado, se observa que en los que está presente la cordierita son aquéllos cuyas biotitas registran mayores valores del componente moscovita y menores de flogopita (Barajas y CPAC),

correspondiendo con mayores contenidos en Al_2O_3 y Al^{VI} en dichas micas (ver figura 6.6). En cuanto a los demás términos finales propuestos por Dymek, no permiten una diferenciación clara entre unos plutones y otros, al igual que ocurre con el resto de diagramas empleados, debido a la similitud composicional de las biotitas de este área granítica.

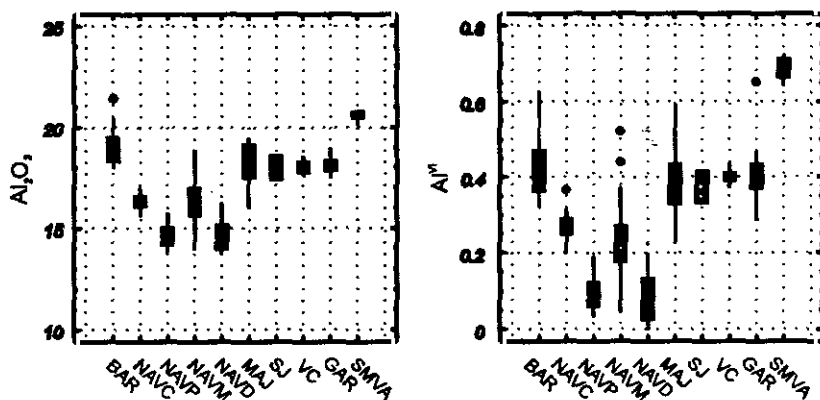


Figura 6.6: Variación de Al_2O_3 y de Al^{VI} en las biotitas de los diferentes plutones.

6.2.4.4 Diagrama $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_t$ (Rossi & Chevremont, 1987)

Una buena muestra de la complejidad del quimismo de la biotita es el intento de aplicar clasificaciones que definan el tipo de asociación magmática a la que el granitoide corresponde en función de la composición de esta mica. Este es el caso del triángulo $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_t$. Si bien en el ámbito de los granitoides franceses parece dar buenos resultados (Rossi & Chevremont, *op. cit.*), no ocurre lo mismo con las muestras aquí estudiadas (ver figura 6.7). Puede apreciarse cómo en la mayoría de los casos, debido a su variabilidad en la relación FeO_t/MgO (Navadijos y facies porfídica de Navalosa) o $\text{FeO}_t/\text{Al}_2\text{O}_3$ (facies común de Navalosa, Majadillas, San Juan y Garganta), los plutones transitan entre campos correspondientes a diferentes asociaciones (de alúmino-potásica a calcoalcalina y a monzonítica). Esta falta de definición revela la misma ambigüedad observada en los datos analíticos de roca total, debida a la similitud composicional entre todos los granitoides de Gredos oriental. Tan sólo el granitoide de San Martín se separa del resto, debido a que es un granito muy fraccionado.

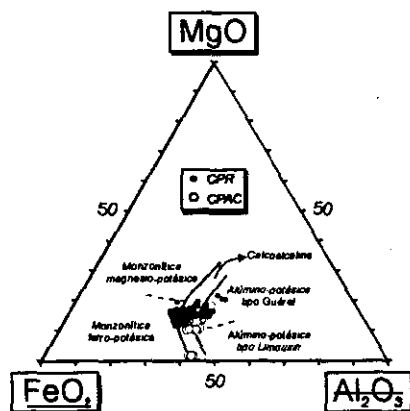


Figura 6.7: Diagrama $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_t$ (Rossi & Chevremont, 1987).

6.2.4.5 Diagrama Mg vs. Al_t (Nachit *et al.*, 1985)

En el diagrama de Nachit *et al.* las biotitas se proyectan de nuevo transitando entre los diversos campos establecidos por estos autores. Este diagrama está basado en las cantidades de Mg y Al_t calculadas para la fórmula estructural a 22 oxígenos (ver figura 6.8). Especialmente llamativo es el caso del complejo plutónico de Navalosa en su facies común, en el que las muestras transitan desde dominios subalcalinos y calcoalcalinos biotíticos a alúmino-potásicos con cordierita y silicatos aluminicos ocasionales, en clara contradicción con las observaciones petrográficas y litológicas (no se han identificado silicatos aluminicos, cordierita ni anfíbol en este plutón). No obstante, y si nos atenemos a la paragénesis mineral acompañante de la biotita, el resto de plutones queda caracterizado de acuerdo con las observaciones litológicas y mineralógicas (Barajas y Majadillas como plutones con biotita ± cordierita, Navacepedilla, Navalosa común y porfídico como exclusivamente biotíticos y San Juan, Venero Claro y Garganta como plutones con biotita ± moscovita pero cercanos al campo de biotita ± cordierita en los dos últimos). El plutón de San Martín queda caracterizado por su alto contenido en Al_t y bajo en MgO.

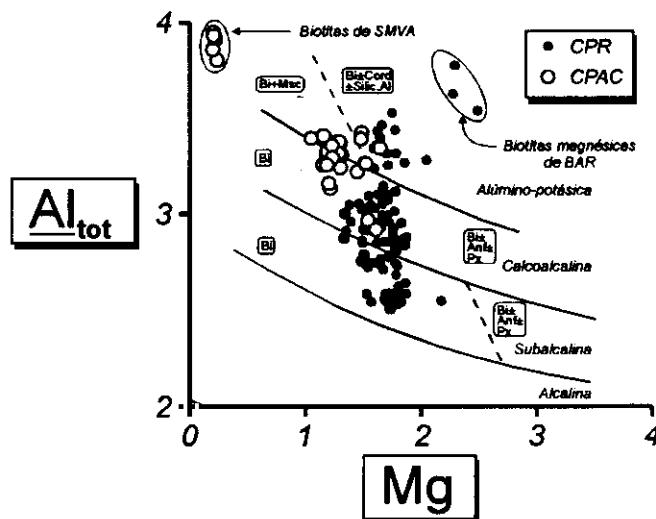


Figura 6.8: Diagrama MgO - Al_t (Nachit *et al.*, 1985).

La asignación de biotitas de un mismo plutón a series de diferentes afinidades en estos diagramas se debe al estrecho rango composicional de los granitoides que las contienen y al gran parecido que presentan. Esta indefinición es la misma patente en la caracterización geoquímica de roca total. No obstante, y a grandes rasgos, las biotitas del CPR varían mayoritariamente de subalcalinas a calcoalcalinas. En cualquier caso, no hay una evolución típica de biotitas de plutones de tipo PI (Villaseca & Barbero, 1994 b; Eugercios, 1994), cuyos términos más férricos se disponen en los campos subalcalino y calcoalcalino del diagrama.

El plutón de Barajas tiene biotitas típicas de series alúmino-potásicas, reflejo del exceso de aluminio presente en sus micas. Las biotitas del CPAC se caracterizan por mayores contenidos en Al_t que los valores medios del CPR, variando entre series calcoalcalinas y alúmino-potásicas, debido a que derivan de magmas ligeramente más peraluminicos que estos

últimos. El plutón de San Martín refleja en sus biotitas el extremo empobrecimiento en MgO presente en las composiciones de roca total.

6.2.5 ESTUDIO MULTIVARIANTE

Los estudios de análisis multivariante mediante componentes principales y funciones discriminantes tampoco permiten diferenciar satisfactoriamente las diversas unidades graníticas en base a la composición de sus biotitas. En la tabla 6.4 pueden observarse los bajos porcentajes de variación que llevan asociados tanto los vectores principales como las funciones discriminantes calculadas. El estudio se ha realizado a partir de datos de óxidos (% en peso) y a partir de los términos finales según Dymek (%), eliminando las tres biotitas secundarias del plutón de Barajas y todas las de San Martín. En ambos casos, aunque la primera función discriminante explica un alto porcentaje de la variación de la población, su representación gráfica es confusa (ver figura 6.9), pues se producen solapamientos entre los diferentes plutones.

Tabla 6.4: Porcentajes de variación asociados a los diversos componentes principales y funciones discriminantes calculados para las biotitas.

Variable inicial Técnica	OXIDOS				TERMINOS FINALES			
	COMPONENTES PRINCIPALES		FUNCIONES DISCRIMINANTES		COMPONENTES PRINCIPALES		FUNCIONES DISCRIMINANTES	
	Nº de orden	% de variación asociado	Nº de orden	% de variación asociado	Nº de orden	% de variación asociado	Nº de orden	% de variación asociado
	1	21.19	1	50.45	1	35.43	1	67.30
	2	19.07	2	30.56	2	34.60	2	21.50
	3	13.38	3	9.07	3	17.54	3	5.03
	4	8.91	4	6.20	4	8.77	4	4.01
	5	8.10	5	2.18	5	3.66	5	2.08
	6	7.62	6	1.02	6	0.00	6	0.08
	7	5.81	7	0.29				
	8	5.23	8	0.22				
	9	3.99						
	10	3.75						
	11	2.46						
	12	0.49						

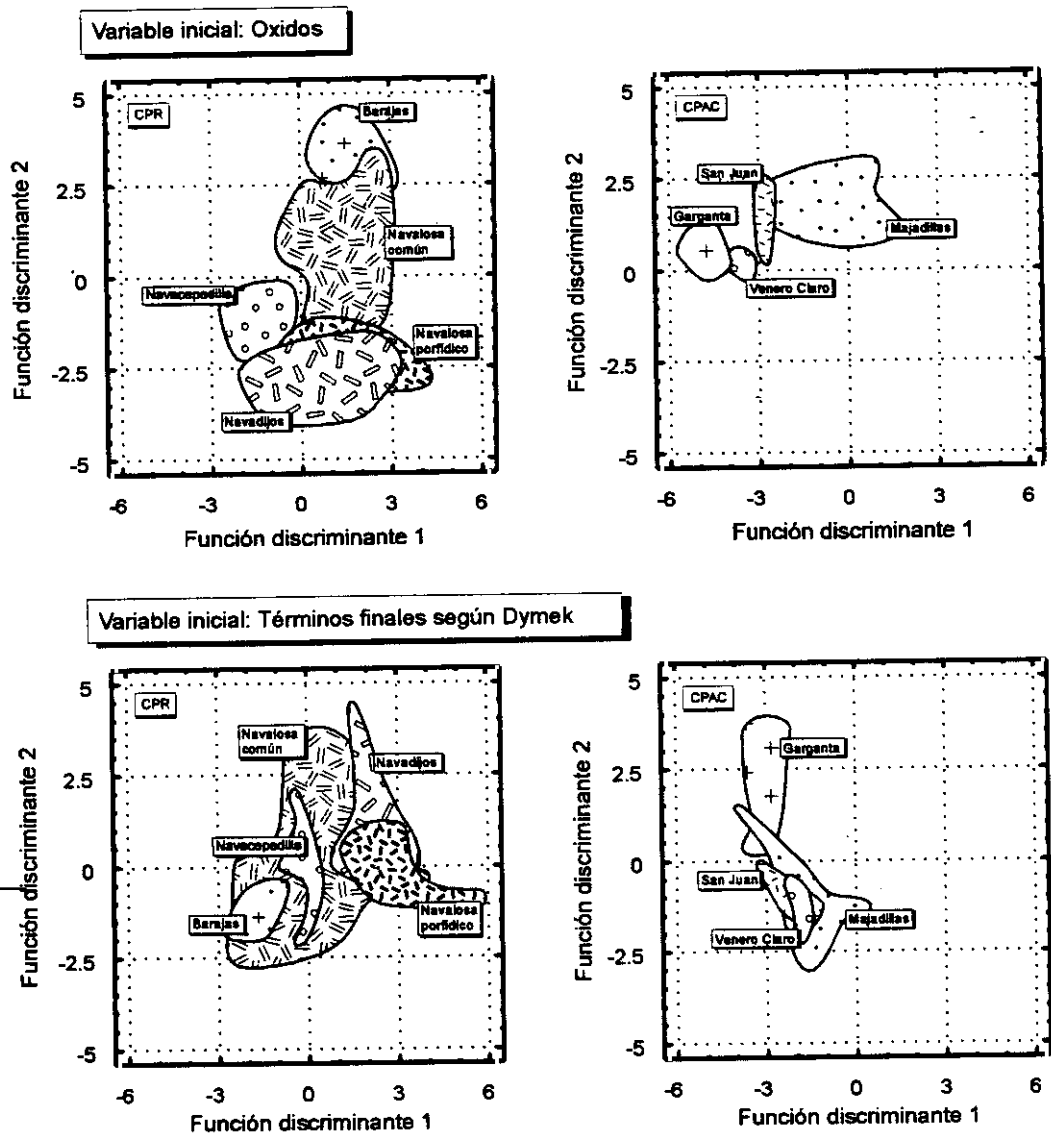


Figura 6.9: Relación entre las funciones discriminantes 1 y 2 calculadas para las biotitas del complejo plutónico regional y del conjunto de plutones circunscritos.

6.2.6 EVOLUCION

Para poder determinar el comportamiento de la biotita es necesario tener en cuenta no sólo las variaciones en su composición química, sino también el reparto estructural de los diferentes cationes que la forman, así como el grado de diferenciación experimentado por su roca huésped. Por ello, se ha calculado la fórmula estructural de estas micas (ver tabla 10.2.1)

adoptando el método propuesto por Dymek debido a las razones antes expuestas. Como parámetro indicativo del grado de evolución de la roca huésped se ha tomado el valor del primer *eigenvector* (C.P.1), obtenido mediante análisis multivariante de componentes principales en datos de roca total, pues es éste el método que mejor define la variabilidad principal de cada población concreta (ver más adelante apartado de análisis multivariante de datos de roca total). La estrecha relación existente entre este índice y la relación $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})_{\text{biot}}$ (ver figura 6.10) nos permite emplear este último factor como guía para analizar la variabilidad experimentada por las biotitas.

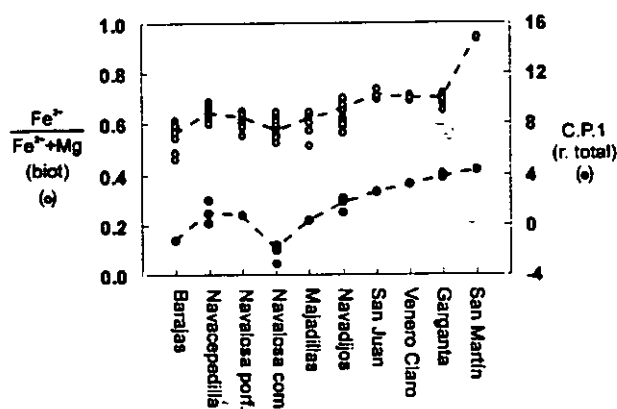


Figura 6.10: Relación entre el factor $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})_{\text{biot}}$ y el primer componente principal calculado a partir de datos químicos de roca total.

La variación en el contenido en los diferentes cationes se ha analizado en base al coeficiente de correlación lineal entre el factor $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})_{\text{biot}}$ y aquéllos (ver tabla 6.5). El estudio se ha llevado a cabo considerando todos los datos (salvo las biotitas de San Martín y las secundarias de Barajas), tomando por separado las del CPR y CPAC y para cada plutón individual. Tanto si se consideran todos los datos como si se toman por separado las biotitas del CPR y las del CPAC (ver figura 6.11), la mayoría de los coeficientes de correlación son muy bajos, inferiores a 0.5 en valor absoluto. Ello indica que la variabilidad composicional de las biotitas no sigue una pauta simple de diferenciación magmática, y que las variables que controlan dicha composición (esencialmente temperatura y fugacidad de oxígeno) no se mantienen constantes en el sector estudiado. Dentro del CPR, todos los plutones presentan coeficientes de correlación diversos y bajos en valor absoluto. Tan sólo destacan en los granitoides de Barajas, Navacepedilla y Navalosa común incrementos en Ti con el grado de evolución de la mica, y en el granitoide de Navadijos incrementos en Al^{VI} y K y disminuciones en Ti (ver figura 6.12). Es de esperar que el contenido en Ti, relacionado directamente con la temperatura, disminuya durante el curso del enfriamiento del magma. No obstante, ocurre lo contrario en los plutones de Barajas, Navacepedilla y Navalosa común. Esta inversión del comportamiento puede explicarse en el caso de que los granitoides volumétricamente más importantes del CPR no constituyan un único plutón que cristaliza idealmente, sino que estén formados por varios pulsos magmáticos coalescentes, con pequeñas diferencias de temperatura y de composición entre ellos que provoquen que la etapa de emplazamiento y consolidación del fundido granítico sea compleja. Los incrementos en Al^{VI} y K y descensos en Ti en el plutón de Navadijos, en clara contradicción con el resto de biotitas del CPR, inducen a pensar que las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno del magma del que derivan son diferentes a las del resto del complejo. Su intrusión de geometría subtabular permite un mayor

Tabla 6.5: Coeficientes de correlación lineal de los diferentes cationes de la fórmula estructural de las biotitas respecto a $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)_{biot.}$

Plutón	Todos ¹	CPR ¹	CPAC ¹	BAR ¹	NAVC	NAVP	NAVM	NAVD
Muestras	125	96	29	9	20	11	41	15

Coeficientes de correlación lineal								
Si ^{IV}	-0.09	0.15	-0.22	-0.21	-0.16	-0.59	-0.08	-0.23
Al ^{IV}	0.07	-0.07	0.30	0.15	0.33	0.59	0.17	0.38
Al ^{VI}	0.43	0.02	0.21	-0.04	-0.59	0.61	-0.25	0.91
(Fe ³⁺) ^{VI}	0.17	0.07	0.30	-0.20	-0.46	0.54	-0.17	-0.58
Mn	0.39	0.25	-0.28	-0.21	0.09	-0.59	-0.02	0.36
Ti	-0.25	-0.05	-0.08	0.63	0.74	0.45	0.33	-0.70
Ni	-0.03	-0.02	-0.14	0.12	-0.18	0.35	0.08	-0.19
Cr	-0.31	-0.27	-0.13	-0.22	-0.39	-0.51	0.01	-0.39
Ca	-0.15	-0.17	-0.01	-0.70	-0.28	-0.44	0.14	-0.17
Na	-0.21	-0.29	-0.29	0.26	-0.14	-0.03	-0.29	0.06
K	-0.27	0.04	-0.45	0.49	0.22	0.45	-0.26	0.72

Plutón	MAJ	SJ	VC	GAR	SMVA
Muestras	7	3	6	13	6

Coeficientes de correlación lineal					
Si ^{IV}	-0.26	-0.95	-0.85	-0.35	-0.78
Al ^{IV}	0.37	0.96	0.87	0.46	0.40
Al ^{VI}	-0.01	0.76	-0.30	-0.56	0.17
(Fe ³⁺) ^{VI}	0.53	-0.73	-0.50	-0.65	-0.53
Mn	0.37	-0.58	0.04	-0.54	-0.09
Ti	-0.22	0.80	0.91	0.92	0.22
Ni	0.20	-0.18	0.20	n.d.	n.d.
Cr	0.41	0.70	0.40	n.d.	n.d.
Ca	-0.15	0.02	-0.20	0.38	-0.70
Na	0.25	-0.87	-0.01	-0.31	0.47
K	-0.71	0.99	0.43	-0.16	0.54

¹ No se han tenido en cuenta las biotitas del plutón de San Martín ni las secundarias de Barajas.

grado de interacción físico-química con el encajante, lo cual se refleja en su comportamiento anómalo tanto a nivel de variación composicional en roca total (ver capítulo de geoquímica de roca total) como en química mineral de las fases menos alteradas en condiciones *subsolidus* (biotitas).

En el conjunto de plutones ácidos circunscritos, excluyendo el granitoide de San Martín, los coeficientes de correlación son más altos que en el CPR. Ello refleja el rango más restringido de condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno existentes, condicionado por el hecho

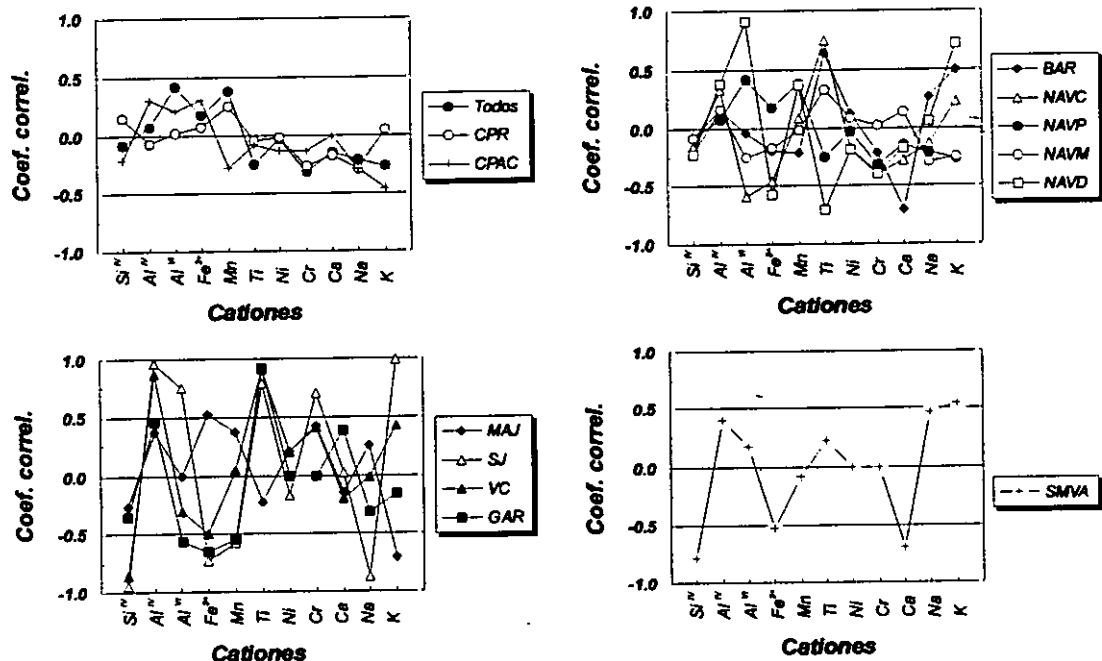


Figura 6.11: Coeficientes de correlación lineal de los diferentes cationes de las biotitas con el factor $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)_{biot}$.

de que todos estos granitoides son magmas relativamente evolucionados, de composiciones más cercanas al eutéctico granítico y que por tanto han experimentado mucha menos diferenciación que los plutones del CPR. No obstante, el significado de las correlaciones debe ser tomado con cautela, pues el rango de variación en la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)_{biot}$ dentro de cada plutón es menor que en el CPR.

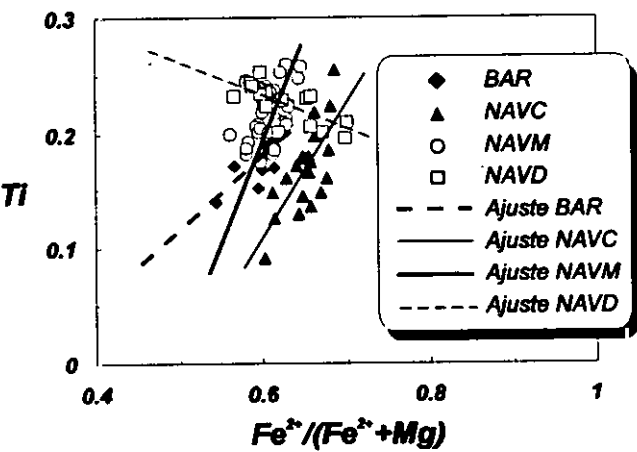


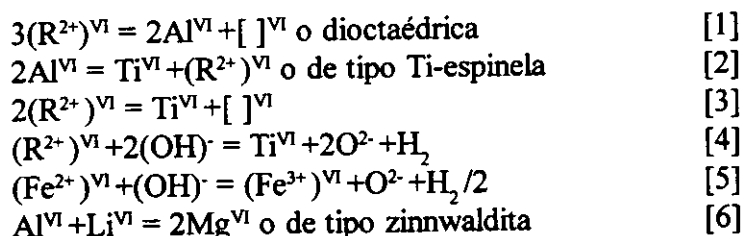
Figura 6.12: Relación entre $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)_{biot}$ y Ti.

6.2.7 MECANISMOS SUSTITUCIONALES

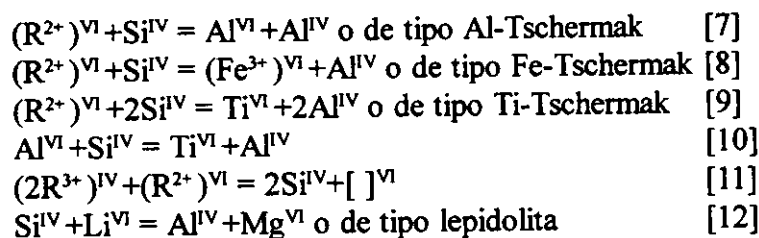
La presencia de buena parte de los cationes que constituyen la unidad estructural de la biotita puede ser explicada mediante diversos mecanismos sustitucionales que afecten a cationes

en una sola capa, en dos capas (sustituciones acopladas) y que impliquen o no la generación de posibles vacantes. En función de ello, las sustituciones posibles son las siguientes (numeradas para facilitar su identificación posterior):

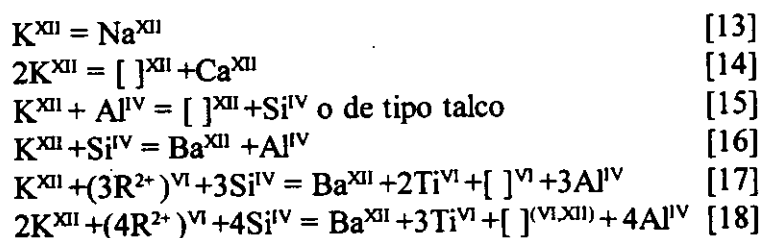
Sustituciones en la capa octaédrica



Sustituciones acopladas entre las capas octaédrica y tetraédrica



Sustituciones que afectan a la capa interlaminar



Se ha analizado el grado de intervención de cada una de estas sustituciones en los diversos plutones de Gredos oriental mediante la representación de los cationes de la fórmula estructural en diagramas binarios. El resultado de este estudio se resume en la tabla 6.6. El número de mecanismos sustitucionales que han tenido lugar es restringido, siendo la más frecuente la de tipo [1] o dioctaédrica, seguida por los tipos [3], [15] ó talco y [10]. Otras sustituciones que pueden haber actuado son las de tipo [4], [5], [6] o zinnwaldita, [17] ó [18], aunque para comprobar este punto sería necesario disponer de más datos analíticos (determinación de O, Li y Ba). Es de destacar que las que involucran a cationes en posiciones de coordinación XII (K, Na y Ca mayoritariamente) sólo han intervenido en los granitoides del CPAC, lo cual induce a pensar que en estos plutones la posibilidad de modificaciones composicionales mediante procesos tardimagmáticos es más elevada. La sustitución más frecuente en Gredos oriental es la de tipo dioctaédrica ([1]), al igual que ocurre en los plutones equivalentes en el macizo

Tabla 6.6: Mecanismos sustitucionales en biotitas.

Capa	Octaédrica						Octaédrica-Tetraédrica						Interlaminar					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Barajas						PA												
Navacep.			C															
Naval.porf.				PO		PA			PO									
Naval.com.	C				PO	PA												
Navadijos					PO	PA												
Majadillas	C		C			PA									C			
San Juan	C			PO		PA			PO									
Venero C.	C		C		PO										C			
Garganta	C				PO					C						C	PO	PO
S. Martín	C					PA											PO	PO

Grado de certidumbre en la intervención de los mecanismos:

- C: Cierto.
- PA: Parcial. La sustitución afecta a parte de las muestras del plutón.
- PO: Posible. Serían necesarios datos analíticos adicionales para confirmarlo.

de Gredos (granitoides con enclaves microgranulares, Moreno-Ventas, 1991). El mecanismo que controla la variación composicional de estas micas usualmente (sustitución Al-tschermakítica o [7]) no parece haber actuado ni en Gredos oriental ni en el macizo de Gredos, implicando un alejamiento de la fórmula teórica mayor de lo normal (la sustitución dioctaédrica conlleva la creación de vacancias mientras que la Al-tschermakítica no). Este aspecto contribuye en cierta medida a que las biotitas de este área no reflejen claramente la evolución magmática de la roca que las contiene, y cubran campos correspondientes a series de variadas afinidades en los diagramas de clasificación.

6.3 MOSCOVITA

6.3.1 INTRODUCCION

Las moscovitas analizadas en los diferentes plutones de Gredos oriental (ver tabla 10.2.2 en el apéndice final) presentan características texturales variadas. En principio podemos considerar tres grupos. El primero de ellos presenta características propias de moscovitas primarias, estando compuesto por cristales individualizados o por agrupaciones de varios cristales pero siempre con bordes netos, tamaños equiparables a la media del resto de cristales de la roca y sin signos de alteración o de participar en reacciones de transformación mineral. A este grupo pertenecen, de entre las analizadas, parte de las moscovitas de los plutones de

San Juan y San Martín. El segundo grupo está formado por aquellas moscovitas de las cuales texturalmente puede decirse que son de carácter secundario. En este supuesto se engloban cristales que proceden de la sericitización de feldespatos (incluidos en zonas anubarradas de plagioclasas), del reemplazamiento parcial de biotitas (situándose hacia los bordes o en microfracturas de este último mineral e incluyendo frecuentemente minerales opacos secundarios) o crecidos sobre cristales de cordieritas pseudomorfizadas (moscovitas interdigitadas con otros subproductos micáceos de tonalidad verdosa). En este caso se encuentran todas las moscovitas analizadas de los plutones de Barajas, Navacepedilla, Navalosa porfídico, Navalosa común, Navadijos y Majadillas y parte de las de San Juan, Venero Claro y San Martín. Por último, en el tercer grupo se incluyen el resto de moscovitas analizadas, que no muestran evidencias concluyentes que permitan definir su carácter primario o secundario (todas las de Garganta y El Salobral y parte de las de Venero Claro y San Martín). No se dispone de análisis de micas blancas en los plutones de Los Boquerones y Cuervo. En el primero de ellos parte de las moscovitas son de carácter secundario, pero es posible que algunas otras sean primarias. En los granitoides de Cuervo las moscovitas son texturalmente secundarias.

La representación de estos tres grupos en diagramas habitualmente empleados para determinar el carácter primario o secundario de las moscovitas (Miller *et al.*, 1981; Monier *et al.*, 1984) da resultados poco concluyentes. Tanto en el triángulo $\text{TiO}_2\text{-MgO-(Fe}_2\text{O}_3)_{\text{tot}}$ (ver figura 6.13) como en el Ti-Na-Mg (ver figura 6.14) quedan mezclados los tres grupos de moscovitas. No obstante, en el primer diagrama (Monier *et al.*, *op.cit.*) la mayoría de las micas muestra la evolución típica de las moscovitas magmáticas y tardi-postmagmáticas, gobernada principalmente por disminuciones en TiO_2 y aumentos en $(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{tot}}$.

Los contenidos en Ti (inferiores a 0.17 cationes p.f.u.) y Na (<0.20) son similares a los de las moscovitas secundarias (Miller *et al.*, *op. cit.*), pero el Al^{VI} indica lo contrario. El resto de cationes muestra valores que se solapan a los dos tipos de moscovitas. El contenido en $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ es lo suficientemente disperso (0-15%) como para no poder ser utilizado según los criterios de Monier *et al.* (*op. cit.*). En el diagrama de variación $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ (Simon, 1990) se observa cómo las moscovitas del CPR tienden hacia el polo biotítico y las del CPAC evolucionan hacia biotitas *s.l.* (plutones de Majadillas, San Juan y Venero Claro) o hacia cloritas (Garganta, El Salobral y San Martín) (ver figura 6.15). Ello evidencia la existencia de un cierto

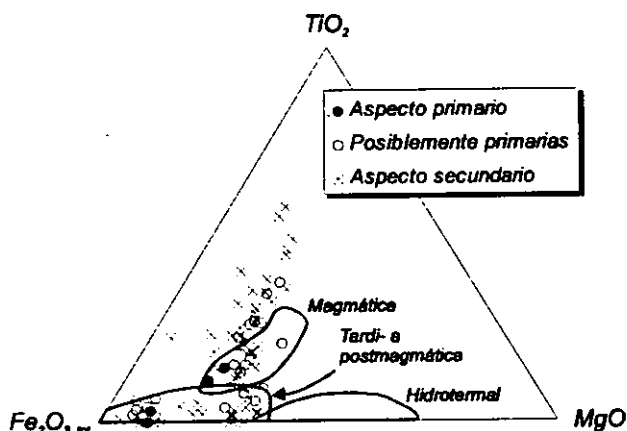


Figura 6.13: Moscovitas de Gredos oriental. Diagrama triangular $\text{TiO}_2\text{-MgO-(Fe}_2\text{O}_3)_{\text{tot}}$ (Monier *et al.*, 1984).

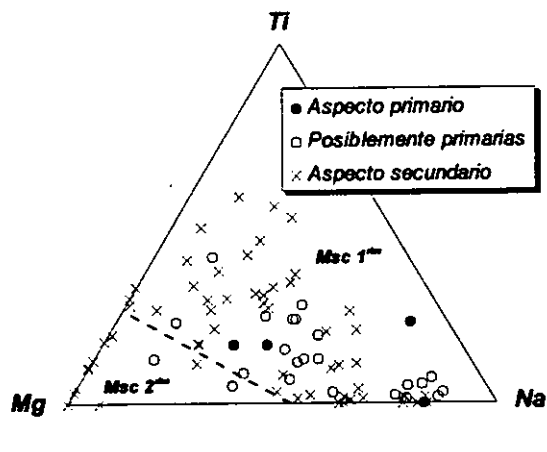


Figura 6.14: Diagrama triangular Ti-Na-Mg (Miller *et al.*, 1981).

grado de sustitución por componentes trioctaédricos, lo suficientemente leve como para que el mineral pueda seguir siendo considerado como una mica dioctaédrica, pero indicativo de los procesos que han generado buena parte de estas micas.

Ante la ausencia de criterios químicos para determinar el carácter primario o secundario, en el tratamiento subsiguiente serán consideradas todas las moscovitas, teniendo en cuenta que, según las evidencias texturales, la mayor parte de las analizadas tienen su origen en los procesos tardi- y postmagmáticos de degradación de la paragénesis ígnea original.

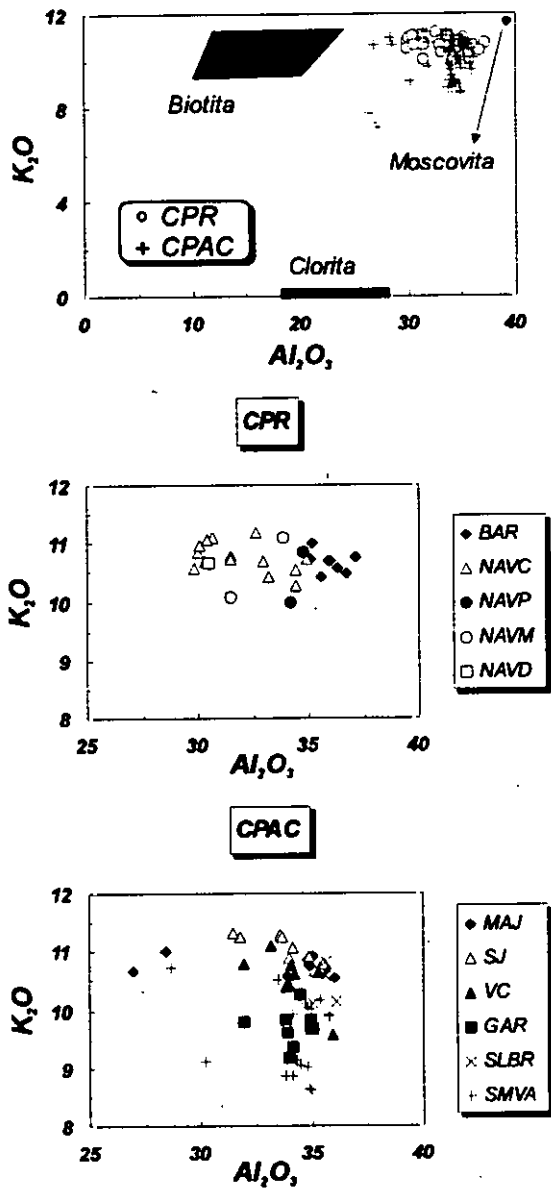


Figura 6.15: Diagrama Al_2O_3 vs. K_2O (Simon, 1990) para las moscovitas de Gredos oriental.

6.3.2 CONSIDERACIONES CRISTALOQUÍMICAS

Las moscovitas *s.s.*, pertenecientes al grupo de las micas blancas dioctaédricas, tienen por fórmula ideal $A_2Y_4T_8O_{20}(OH,F)_4$, siendo fundamentalmente A = K (posición de coordinación dodecaédrica), Y = Al (posición de coordinación octaédrica) y T = (Si_6Al_2)

(posición de coordinación tetraédrica). Forman solución sólida con los términos paragonita ($A = Na$) y margarita ($A = Ca$).

Su principal variación composicional se debe al reemplazamiento de Al por Fe y Mg, generándose un componente celadonítico ($K(Al, Fe^{3+})(Mg, Fe^{2+})Si_4O_{10}(OH)_2$). El exceso de Si puede dar lugar a la presencia de fengita ($KAl_{2-x}(Mg, Fe^{2+})_x(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH, F)_2$), mientras que la entrada de Ti en posiciones octaédricas provoca desviaciones hacia composiciones de Ti-moscovita ($KTi(Fe, Mg)Si_2O_{10}(OH, F)_2$). En la posición de coordinación XII, el K puede ser reemplazado por cationes como Ba. También hay un cierto grado de miscibilidad con micas trioctaédricas, que suele estar revelado por un exceso en la ocupación de posiciones de coordinación VI.

Para su caracterización se ha seguido el modelo de Holdaway *et al.* (1988), que considera siete términos finales: Ba-moscovita, Ti-moscovita, flogopita-annita, celadonita, pirofilita, paragonita y moscovita. La pirofilita ($Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$) refleja la ausencia de cationes en posición de coordinación XII y el exceso de Si.

La fórmula estructural se ha calculado para 11 oxígenos, al no conocerse el contenido en H_2O de las micas. Entre los términos finales se ha eliminado la Ba-moscovita, al no disponerse de análisis de Ba. El Fe^{3+} se ha estimado mediante el procedimiento de Droop (1987), asumiendo que la suma ideal de cationes con coordinación octaédrica es 2, y también según el método de Laird & Albee (1981). Los valores obtenidos difieren bastante. No obstante, dado que éstos son siempre inferiores a 0.2 cationes p.f.u. y la poca importancia desde el punto de vista petrológico del Fe^{3+} en las moscovitas, se ha preferido expresar el hierro total en forma de Fe^{2+} .

6.3.3 CARACTERIZACION Y SUSTITUCIONES

Dados los bajos valores en algunos cationes (Fe, Mg, Mn, Ti) y la similitud de otros entre los diferentes plutones, no se pueden definir pautas de evolución del quimismo de las moscovitas relacionadas con los indicadores químicos de evolución magmática (contenido en SiO_2 , grado de peraluminicidad del fundido a partir del cual cristalizan, etc.).

Las moscovitas de Gredos oriental están formadas en orden de abundancia decreciente por Si, Al^{VI} , K, Al^{IV} y cantidades menores de Fe^{2+}_{tot} , Mg, Na y Ti (ver tabla 10.2.2). Los contenidos en los diferentes cationes y en los términos finales, considerando los dos cuartiles intermedios de los datos, son muy similares comparando el CPR y el CPAC. Se trata de micas con contenidos en Al^{VI} en torno a 1.8 c.p.f.u., K alrededor de 0.91, valores bajos de Fe^{2+}_{tot} (0.1), Mn (0.0015), Mg (0.06), Ti (0.02), Ca (0.001) y Na (0.05). La relación $Fe^{2+}_{tot}/(Fe^{2+}_{tot} + Mg)$ varía desde 0.47 hasta 0.72 para el CPR y desde 0.46 hasta 0.66 para el CPAC, con valores medios semejantes en ambos grupos (0.59 y 0.56 respectivamente). El

granitoide de San Martín oscila entre 0.53 y 0.92, con una media superior a la del resto (0.83), debido al empobrecimiento en MgO del fundido del que deriva. Los valores de esta relación para los plutones del CPR y del CPAC (salvo San Martín) son similares a los que presentan las moscovitas de sectores cercanos (granitoides Hoyo de Pinares y Navas del Marqués en Guadarrama occidental, Casillas, 1989; granitoides con enclaves microgranulares y leucogranitos peraluminicos en Gredos, Moreno-Ventas, 1991; litologías migmatíticas de la Peña Negra, Pereira, 1992). La relación $K/(K+Na)$ es muy parecida en todos los granitoides, siempre superior a 0.84, al igual que en las áreas vecinas mencionadas. Respecto a los seis términos finales, estas micas pueden definirse como eminentemente moscovíticas (73%), con cantidades apreciables de celadonita (9%) y paragonita (5%) y menores de pirofilita (3.5%), Ti-moscovita (2.5%) y flogopita-annita (2%). Las moscovitas del CPR presentan por término medio mayores valores de Si, Mg, Ti, Ni, Ca y K, y menores de Al^{IV} , Mn y Na respecto a las del CPAC. Por ello, son menores sus contenidos en paragonita, pirofilita y flogopita-annita, al tiempo que tiende a mostrar mayores valores de celadonita y Ti-moscovita. El contenido en componente moscovítico es muy parecido en ambos grupos, siendo un fiel reflejo de la escasa variabilidad composicional.

Esencialmente, las micas blancas pueden ser consideradas como una solución sólida entre los términos finales moscovita (potásica), margarita (cálcica) y paragonita (sódica), con una miscibilidad muy reducida entre los dos primeros. En el diagrama ternario margarita-paragonita-moscovita (no representado), todos los datos se solapan en un reducido campo con contenidos en margarita inferiores al 1% y valores de la relación paragonita/moscovita entre 0 y 0.14 para el CPR y 0 y 0.19 para el CPAC. Se trata de micas esencialmente potásicas, como ya ha sido mencionado, con una leve sustitución por Na en posiciones de coordinación XII que no llega a superar el 20%.

Considerando solamente el catión octaédrico fundamental, Al^{VI} , se observa que no basta para cubrir todas las posiciones con dicha coordinación (en el mejor de los casos sólo hay 1.925 c.p.f.u. de Al^{VI}). Parte de ese Al^{VI} ha sido reemplazado por otros cationes octaédricos, fundamentalmente ferromagnesianos. Su entrada en estas micas puede estar controlada por varios tipos de sustituciones.

El principal mecanismo dentro de esta categoría, la sustitución Al-tschermakítica, celadonítica o fengítica ($Al^{IV}+Al^{VI}=(Mg,Fe^{2+})^{VI}+Si^{IV}$) no parece ser predominante en estas micas, dada la ausencia de correlación entre Al^{IV} y Al^{VI} (figura 6.16). De hecho, los contenidos en componente celadonítico no sobrepasan el 30% frente a moscovita y flogopita-annita (figura 6.17) si exceptuamos dos muestras del plutón de Majadillas (estas dos últimas forman parte de un pseudomorfo sobre cordierita). Algo más de relevancia tiene la sustitución dioctaédrica-trioctaédrica para las moscovitas con más del 90% en componente moscovítico, pues tienden a aproximarse a la línea moscovita-flogopita-annita. No obstante, no es éste el principal medio de entrada de ferromagnesianos en la moscovita, pues los valores de flogopita-annita son mínimos.

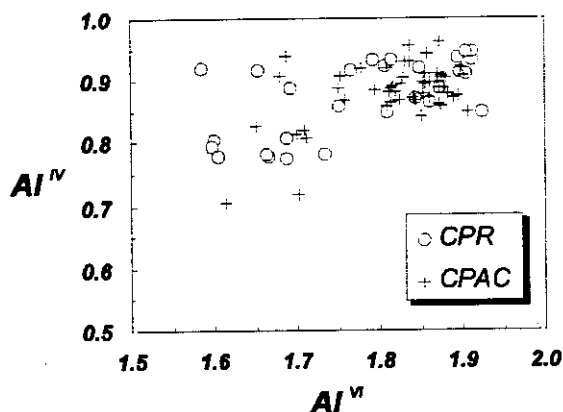
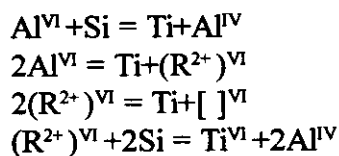


Figura 6.16: Relación entre Al^{VI} y Al^{IV} en las moscovitas de Gredos oriental.

Otra posibilidad es la sustitución directa de Al^{VI} por $Fe+Mg+Mn$. En la mayoría de los plutones hay exceso de cationes ferromagnesianos respecto a los que serían admisibles considerando una sustitución de tipo celadonítico (figura 6.18). Ese exceso es justificable admitiendo la intervención de mecanismos de ese tipo junto con reemplazamientos directos de Al^{VI} por (Fe,Mg,Mn) . Las sustituciones simples de Al^{VI} por Fe o por Mg no tienen lugar en estas moscovitas.

La entrada de Ti puede producirse en las moscovitas según cuatro tipos de mecanismos:



El primero de ellos es inviable, al implicar a Al^{IV} y Al^{VI} a un tiempo. La falta de correlación entre éstos y el Ti restringe la posibilidad de entrada de Ti al tercer mecanismo. No obstante, el Ti muestra una variabilidad independiente de los contenidos en cationes octaédricos

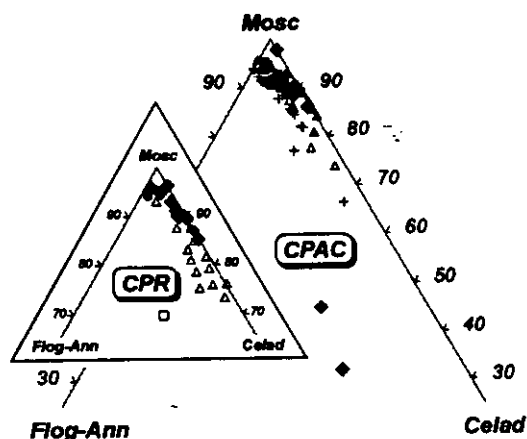


Figura 6.17: Variación en los términos finales moscovita, celadonita y flogopita-annita. Misma simbología que en la figura 6.15.

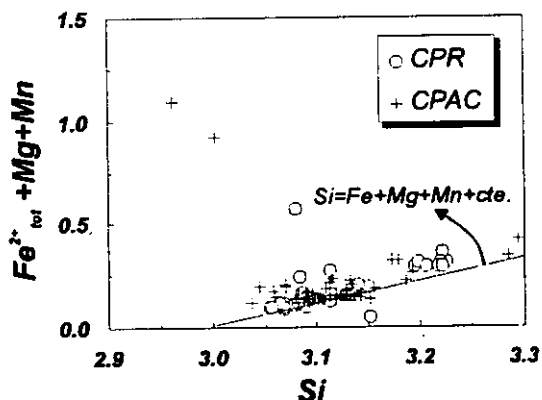


Figura 6.18: Diagrama de variación de Si frente a $Fe^{2+}_{tot} + Mg + Mn$.

divalentes (ver figura 6.19). La sustitución o sustituciones causantes de la presencia de Ti en estas moscovitas no puede explicarse acudiendo a mecanismos tan sencillos como los expuestos.

Sometiendo todo el conjunto de muestras a un análisis de regresión múltiple (ver tabla 6.7), y enfrentando el Ti al resto de cationes que participan en la fórmula estructural, se observa que los que mayor influencia ejercen sobre aquél son Al^{VI} , Mg y Fe^{2+}_{tot} (disminuyen al aumentar el Ti). También tienen importancia, aunque menor, Al^{IV} (varía en el mismo sentido que el Ti), Na y K (correlación negativa con Ti). El resto de cationes, debido sobre todo al margen de error en su determinación, no afectan al comportamiento del Ti. La ecuación de regresión para este elemento en función del resto de los cationes es $Ti = -0.75Al^{VI} - 0.547Mg - 0.526Fe^{2+}_{tot} + 0.19Al^{IV} - 0.218Na - 0.229K + cte$, con una suma de cuadrados de las residuales de 0.0972 para un nivel de confianza del 95%. Ello evidencia que la entrada del Ti en las moscovitas de Gredos oriental ha tenido lugar reemplazando fundamentalmente a Al^{VI} , Mg y Fe en proporciones aproximadas de 0.75:0.55:0.53; como consecuencia de ello se produce una inestabilidad de cargas compensada parcialmente por la entrada de Al^{IV} reemplazando a Si y por la creación de vacancias en la capa de coordinación XII (pérdidas de K y Na).

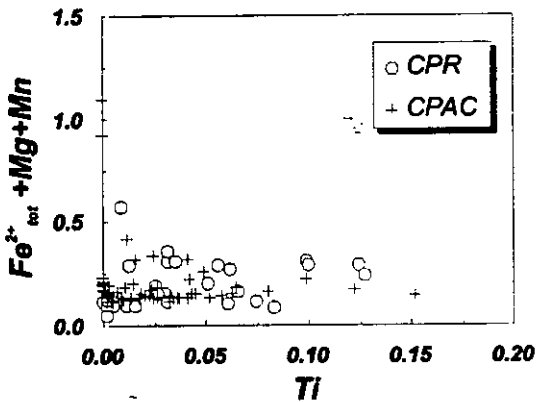


Figura 6.19: Diagrama de variación de Ti frente a $Fe^{2+}_{tot} + Mg + Mn$.

Tabla 6.7: Análisis de regresión múltiple respecto al Ti para los demás cationes de la moscovita.

Variable independiente	Coefficiente de regresión	Error estándar
Si	-0.190	0.008
Al^{IV}	0.190	0.008
Al^{VI}	-0.750	0.008
Fe^{2+}_{tot}	-0.526	0.008
Mn	-0.528	0.114
Mg	-0.547	0.014
Ni	-0.580	0.186
Cr	-0.695	0.254
Ca	-0.568	0.380
Na	-0.218	0.011
K	-0.229	0.008
$\Sigma R^2 = 0.0972$		

Respecto a esta última capa, las sustituciones que pueden tener lugar son:

- K = Na. Sustitución de tipo paragonita
- $K = (Ca,Ba) + []^{XII}$
- $K = H_2O + []^{XII}$
- $K + Al^{IV} = Si + []^{XII}$. Sustitución de tipo pirofilita

La entrada de Na y Ca en estas moscovitas no está relacionada con pérdidas en K, dada la ausencia de correlación entre estos tres cationes. Las vacancias existentes en la capa XII se producen para valores de $K < 0.9$ aproximadamente, sobre todo en el CPAC. Las correlaciones negativa entre K y Si y positiva entre K y Al^{IV} en el CPAC para valores de $K < 0.9$ (figuras 6.20 y 6.21) hablan a favor de la participación de sustituciones de tipo pirofilita, mientras que en el CPR los mecanismos deben ser algo más complejos, quizás del tipo $K = H_3O + []^{XII}$, imposibles de evaluar con los datos analíticos disponibles.

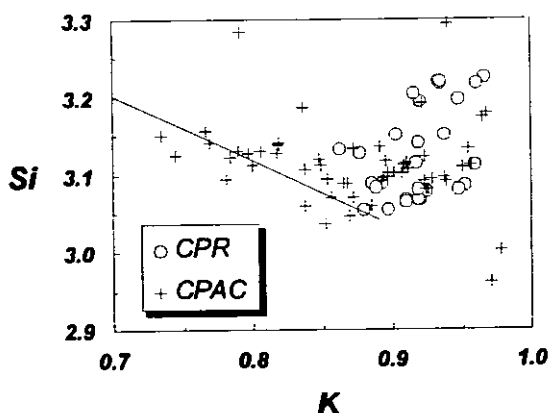


Figura 6.20: Diagrama K vs. Si para las moscovitas de Gredos oriental.

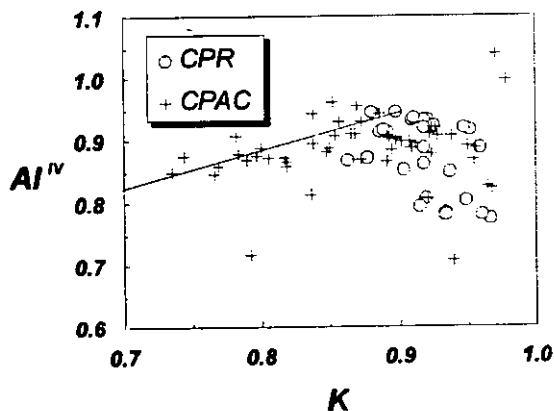


Figura 6.21: Diagrama K vs. Al^{IV} para las moscovitas de Gredos oriental.

6.4 FELDESPATOS

En este grupo se incluyen aquellos minerales pertenecientes al sistema ternario albíta ($NaAlSi_3O_8$)-ortosa ($KAlSi_3O_8$)-anortita ($CaAlSi_2O_8$). Los feldespatos alcalinos forman solución sólida entre los términos ortosa y albíta, conteniendo generalmente menos del 5-10% de molécula anortítica. Las plagioclasas forman solución sólida entre albíta y anortita y suelen contener cantidades inferiores al 5-10% de molécula potásica.

6.4.1 FELDESPATOS ALCALINOS

6.4.1.1 Introducción

Los feldespatos alcalinos son esencialmente una serie que varía entre $KAlSi_3O_8$ y $NaAlSi_3O_8$, con pequeños porcentajes de $CaAlSi_2O_8$ en solución sólida,

normalmente inferiores al 5% para composiciones entre $Or_{100}Ab_0$ y $Or_{60}Ab_{40}$. Otros elementos presentes en cantidades limitadas son Ba en sustitución de K, Fe^{3+} y Ti reemplazando a Al y Mg, Fe^{2+} , Mn y Sr por Ca (Deer *et al.*, 1992). El hierro se presenta fundamentalmente en forma de Fe^{3+} . Las cantidades superiores a 0.5% de Fe_2O_3 forman en la mayoría de los casos impurezas o material exuelto durante el enfriamiento, al igual que la pequeña proporción de FeO presente (Deer *et al.*, 1992). Con el objeto de dar uniformidad a los análisis respecto a otras fases minerales, el hierro se ha expresado en forma de FeO_{tot} (tabla 10.2.3 en el apéndice final), tal y como es obtenido en la microsonda electrónica. Dado el estado de alteración de determinadas muestras, no ha sido posible obtener análisis de esta fase mineral en los plutones de Los Boquerones y Cuervo.

6.4.1.2 Caracterización y sustituciones

Los feldespatos alcalinos de ambos grupos, CPR y CPAC, muestran un gran parecido composicional, independientemente del plutón al que pertenezcan o de que se trate de cristales pequeños engranados en la matriz de la roca, zonas de núcleo o borde de megacristales, cristales pertíticos, simplectíticos o con macla en enrejado. Según la clasificación de Smith & Brown (1988), se trata de ortosas potásicas, con más del 85% de molécula de ortosa y menos del 0.7% de anortita (ver figura 6.22). Estos mismos tipos de feldespatos alcalinos son los que se encuentran en las litologías graníticas de áreas vecinas (leucogranitos cordieríticos de la Peña Negra, Pereira, 1992; leucogranitos peraluminicos de Gredos, Moreno-Ventas, 1991; granitoides de las unidades Hoyo de Pinares y Navas del Marqués en Guadarrama occidental,

Casillas, 1989). Los cinco análisis con menores contenidos de ortosa (tres ortosas del plutón de Navadijos, una de la facies porfídica del plutón de Navalosa y una ortosa sódica de la facies común de Navalosa) corresponden a albitizaciones irregulares o a criptopertitas de cristales de feldespato potásico, que pueden afectar tanto a zonas de núcleo de megacristales (análisis 68, plutón de Navalosa común), a

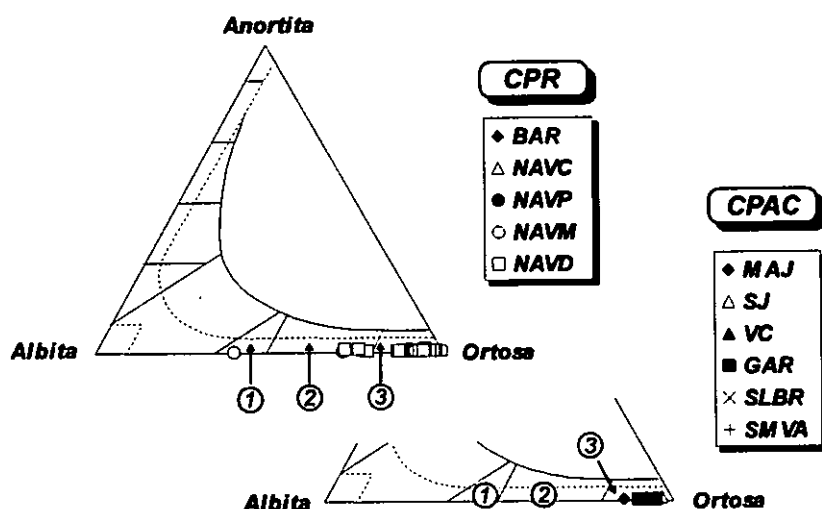


Figura 6.22: Diagrama anortita-ortosa-albita según Smith & Brown (1988) para los feldespatos alcalinos de Gredos oriental. Leyenda de los campos: 1: Ortosa sódica; 2: Ortosa; 3: Ortosa potásica.

41, plutón de Navalosa común), como a cristales intersticiales tardíos (análisis 36, plutón de Navalosa porfídico). En todos estos casos, los contenidos en anortita se mantienen similares a los del resto de feldespatos potásicos, produciéndose un incremento en el valor de albita a expensas de la ortosa.

En términos absolutos, los feldespatos alcalinos de Gredos oriental son básicamente potásicos, con contenidos medios del 15.5% en K_2O y pequeñas cantidades de Na_2O (0.5%) y CaO (0.02%). Los contenidos en FeO_{tot} , MnO , MgO y TiO_2 son irrelevantes, inferiores respectivamente a 0.15%, 0.07%, 0.09% y 0.09%.

La ausencia de correlación entre Al y Fe^{2+} o Ti, y entre Ca y Fe^{2+} , Mg o Mn descarta la existencia de sustituciones entre esos elementos, por lo que Fe, Mg, Mn y Ti deben encontrarse formando parte de fases exueltas durante el enfriamiento de los plutones e incluidas dentro del feldespato potásico, con un tamaño inferior al poder de resolución de la microsonda electrónica.

El contenido en P_2O_5 es nulo salvo en ocho muestras (análisis 1, 2 - plutón de Barajas; 32 - plutón de Navalosa porfídico; 39, 55 - plutón de Navalosa común; 74 - plutón de Majadillas; 75 - plutón de San Juan; 90 - plutón de San Martín), en las que llega hasta el 0.227%. En los tres casos en que este valor se encuentra por encima del

límite de detección analítico (análisis 2, 75 y 90 de muestras pertenecientes a Barajas, San Juan y San Martín), se observa una correlación aceptable entre P y Al (figura 6.23), apuntando la posibilidad de que el P entre en la estructura del feldespato alcalino según la sustitución $Al+P = 2Si$

(Simpson, 1977; London *et al.*, 1990; Fryda & Breiter, 1995). Dado el bajo contenido en apatito modal en estos tres granitoides, una parte considerable del fósforo debe estar alojada principalmente en la red del feldespato potásico. De los granitoides que presentan tendencias perfosfóricas (Los Boquerones, San Martín y parcialmente Venero Claro), sólo se poseen datos analíticos de P_2O_5 en feldespatos alcalinos en el segundo de ellos, que es el que proporciona los mayores valores de todo el sector.

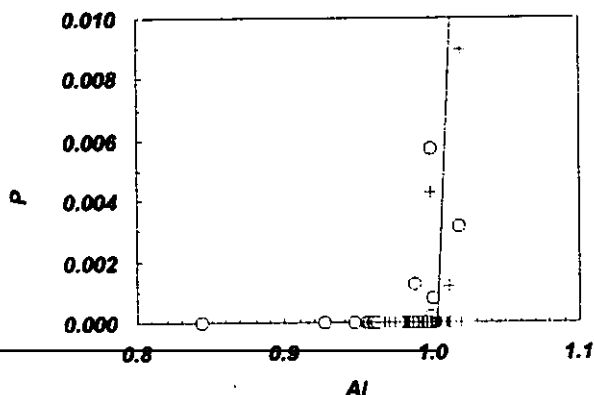


Figura 6.23: Relación entre Al y P en feldespatos alcalinos.

6.4.2 PLAGIOCLASAS

6.4.2.1 Introducción

Las plagioclasas son aluminosilicatos de Na y Ca que varían entre albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), conteniendo usualmente porcentajes bajos de molécula de ortosa (KAlSi_3O_8). Otros cationes presentes son Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, Ba y Sr. Al igual que en los feldespatos alcalinos, la mayor parte del hierro se presenta como Fe_2O_3 . No obstante, y por las razones expuestas en el apartado anterior, en la tabla de datos (tabla 10.2.4 en el apéndice final) se ha expresado como FeO_{tot} . De todos los plutones del sector, no se han podido obtener análisis satisfactorios en los plutones de Los Boquerones y Cuervo.

6.4.2.2 Caracterización

La principal variación composicional en las plagioclasas (ver figuras 6.24 y 6.25) consiste en incrementos en Na_2O y disminuciones en CaO a medida que el magma del que cristalizan va diferenciándose. Ambos óxidos presentan una correlación lineal muy alta. Paralelamente se producen incrementos en SiO_2 y disminuciones en Al_2O_3 . La alta linealidad de la relación entre los elementos más abundantes es debida a la relativa simplicidad composicional de las plagioclasas. Estos minerales presentan un gran nivel de dependencia respecto del grado de evolución del granitoide que los contiene.

El siguiente elemento en orden de abundancias, el potasio, varía independientemente del contenido en Na_2O . Su existencia en estos feldespatos es causada fundamentalmente por reemplazamientos irregulares de plagioclasa por ortosa, y se produce en etapas tardi- y

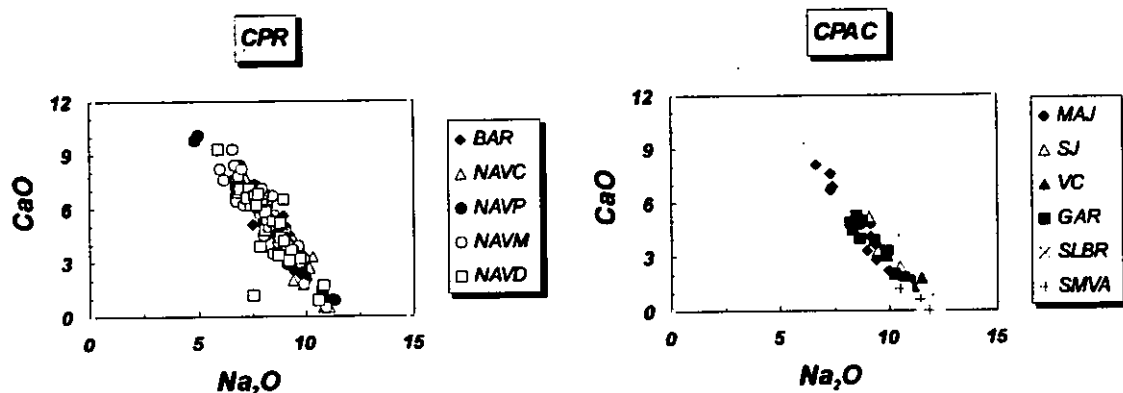


Figura 6.24: Variación de Na_2O respecto a CaO en las plagioclasas de Gredos oriental.

postmagmáticas, estando más relacionada con la acción de los últimos fluidos generados en el proceso magmático.

Los contenidos en óxidos de FeO_{tot} , TiO_2 , MnO y MgO son mínimos, siempre inferiores al 0.5%. Son de destacar los notables contenidos en P_2O_5 (hasta 0.51%) en las plagioclasas de plutones con altos contenidos en fósforo (Venero Claro y San Martín), incluso superiores a los valores encontrados en plagioclasas de granitoides altamente enriquecidos en fósforo (Bea *et al.*, 1994).

Teniendo en cuenta los términos finales albita, anortita y ortosa, calculados a partir de la fórmula estructural en base a 8 oxígenos, las plagioclasas del CPR (ver figura 6.26) muestran mayor variabilidad y alcanzan composiciones más cálcicas que las de la mayoría de los plutones del CPAC (ver figura 6.27). En el grupo regional, la composición de estos feldespatos oscila entre andesina (valores más cálcicos de $\text{An}_{44}\text{Ab}_{56}$ para la facies común del plutón de Navalosa y $\text{An}_{46}\text{Ab}_{54}$ para el plutón de Navadijos), oligoclasa y albita casi pura (se alcanza $\text{An}_{0-10}\text{Ab}_{100-90}$ en los plutones de Navacepedilla, Navalosa porfídico, Navalosa común y Navadijos), con dos únicos análisis (frente a un total de 145 datos para el CPR) de tipos labradoríticos (análisis 26 y 29 correspondientes a los núcleos de plagioclasas de la facies porfídica del plutón de Navalosa, de composición $\text{An}_{53}\text{Ab}_{47}$). Considerando cada plutón por separado, los valores en molécula de anortita frente a albita (parámetro %An en la tabla de datos) son muy similares en Navacepedilla, Navalosa común y porfídico y Navadijos. Todos ellos presentan andesinas, oligoclasas y albitas. Los dos cuartiles centrales de los datos varían entre $\text{An}_{35}\text{Ab}_{65}$ y $\text{An}_{18}\text{Ab}_{82}$.

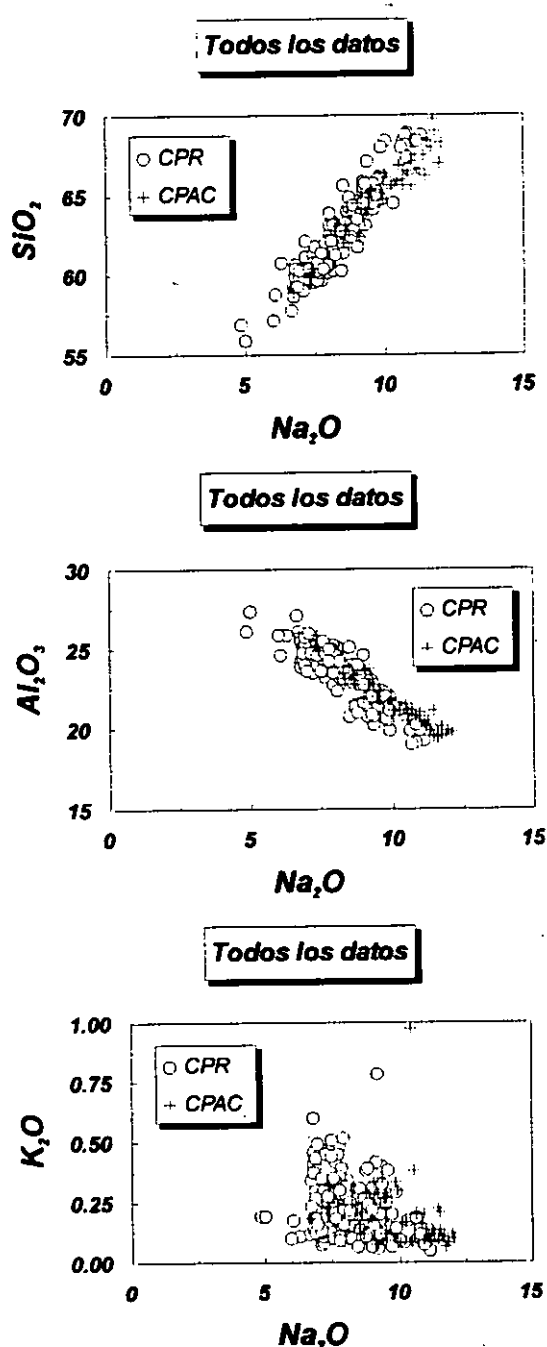


Figura 6.25: Diagramas de variación de Na_2O respecto a SiO_2 , Al_2O_3 y K_2O para las plagioclasas de Gredos oriental.

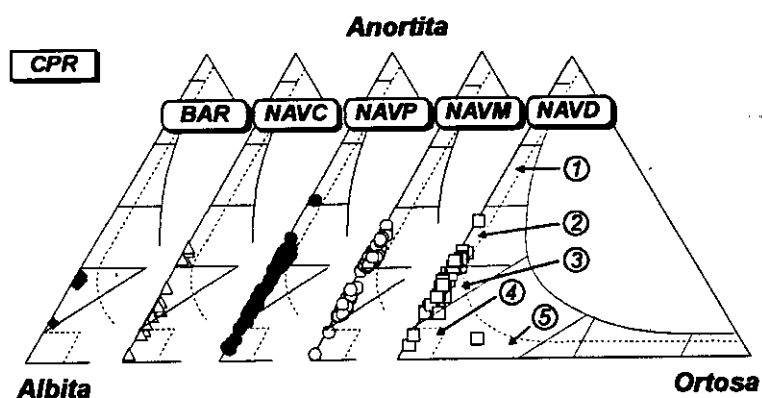


Figura 6.26: Diagrama anortita-ortosa-albita según Smith & Brown (1988) para las plagioclasas del complejo plutónico regional. Leyenda de los campos: 1: Labradorita; 2: Andesina; 3: Oligoclasa; 4: Albita; 5: Anortoclasa.

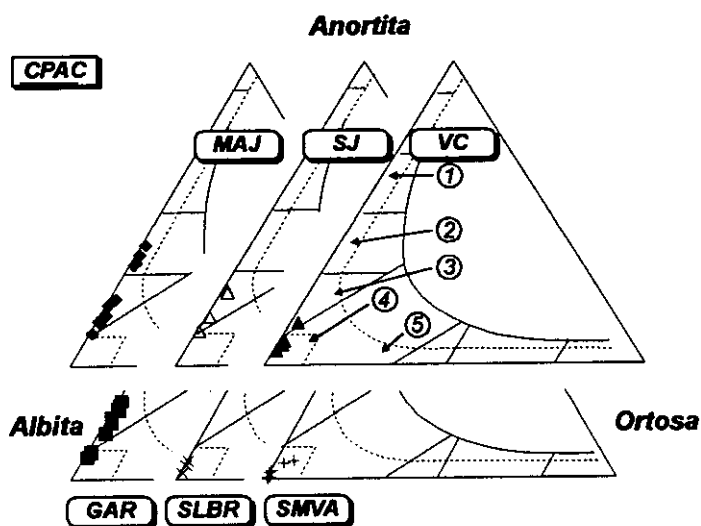


Figura 6.27: Diagrama anortita-ortosa-albita según Smith & Brown (1988) para las plagioclasas del conjunto de plutones circunscritos. Leyenda de los campos igual que en la figura 6.26.

Martín. Los tres primeros contienen oligoclasas y albitas y los dos últimos presentan exclusivamente plagioclasas albiticas.

para el complejo de Navasosa, con similares valores en el plutón de Navadijos ($An_{30}Ab_{70} - An_{18}Ab_{82}$). En el plutón de Navacepedilla se alcanzan composiciones en el límite con albitas ($An_{10}Ab_{90}$). El plutón de Barajas presenta una variación composicional menor (todas son oligoclasas) y valores equivalentes a zonas intermedias de plagioclasa de los otros plutones del CPR ($An_{29}Ab_{71} - An_{26}Ab_{74}$).

En el CPAC las plagioclasas son algo más sódicas que en el CPR. No hay ninguna labradorita, correspondiendo la mayoría de los análisis a oligoclasas. La variación total oscila entre $An_{40}Ab_{60}$ y An_0Ab_{100} . Los términos más cálcicos corresponden al plutón de Majadillas, que además es el que mayor rango de variación composicional posee (alcanza valores desde plagioclasas andesínicas hasta albiticas). El contenido en molécula albitica en el resto de plutones aumenta progresivamente en el orden San Juan, Garganta, Venero Claro, El Salobral y San

Tanto en el CPR como en el CPAC las plagioclasas son progresivamente menos cálcicas cuanto mayor es el grado de evolución del plutón que las contiene (estimado por ejemplo por parámetros como el índice de diferenciación a partir de la norma C.I.P.W.).

Los rangos composicionales observados en las plagioclasas de Gredos oriental son equiparables a los de otras regiones cercanas. Los granitoides del CPR poseen plagioclasas con variaciones en el contenido en anortita del mismo estilo que las de los granitoides con enclaves microgranulares biotíticos (con o sin cordierita) de Gredos (Moreno-Ventas, 1991) o las granodioritas-monzogranitos de Hoyo de Pinares en Guadarrama occidental (Casillas, 1989) y central (Pérez-Soba, 1992; Eugercios, 1994). En conjunto, las plagioclasas más ácidas se encuentran en los granitoides más evolucionados (CPAC), como ocurre en Guadarrama (Casillas, *op.cit.*; Pérez-Soba, *op.cit.*; Eugercios, *op.cit.*) y Gredos (Moreno-Ventas, *op.cit.*). El único caso que contradice esta tendencia en Gredos oriental es el plutón de Majadillas, que presenta plagioclasas relativamente cálcicas frente al resto del CPAC.

6.4.2.3 Zonados

Dada la frecuencia con la que las plagioclasas de granitoides presentan zonados ópticos y composicionales, en la mayoría de los plutones se han analizado centros y bordes de cristales. Cuando el zonado es complejo, de tipo oscilatorio y bien desarrollado (facies común del plutón de Navalosa), también se han analizado varios puntos intermedios. En los gráficos correspondientes (ver figura 6.28) se han enfrentado los contenidos en anortita (expresados por el parámetro $\%An = 100 \times An / (An + Ab)$) con la distancia relativa al núcleo. A las plagioclasas sin zonar se les ha asignado un valor de distancia de 0; a los análisis de las zonas de núcleo, valores entre 1 y 1.9; a las zonas intermedias, valores entre 2 y 2.9; a los bordes de los cristales, valores entre 3 y 3.9; en el caso de que se trate de bordes de recrecimiento tardío, en discontinuidad óptica con el resto del cristal, el valor asignado es 4 o mayor.

La discusión siguiente se basará en los análisis de plagioclasas de los que se dispone de un control preciso acerca de su situación respecto al centro del cristal. El resto de los análisis, de los que se desconoce su ubicación, proporcionan, no obstante, valores que en ningún caso exceden los rangos composicionales indicados.

Dentro del CPR, las plagioclasas del plutón de Barajas presentan zonados continuos poco marcados tanto óptica como composicionalmente (varían desde 28.5 %An en el núcleo hasta 27.3-25.8 %An en el borde). Los bordes de recrecimiento representan un cambio brusco (13.2 %An), correspondiente a etapas de cristalización bastante tardías y de poco desarrollo.

Las plagioclasas del plutón de Navacepedilla tienen disminuciones graduales en componente anortítico desde el núcleo hasta el borde de recrecimiento, hecho reflejado texturalmente en forma de zonados continuos. Las zonas centrales de las plagioclasas varían

entre 37.2 y 18.6 %An, los bordes entre 17.6 y 12.7% y los bordes de recrecimiento entre 10.5 y 2.3%.

En la facies común del plutón de Navalosa, los bordes de los cristales (salvo la plagioclasa correspondiente a los análisis 118 a 125) son más albiticos que el núcleo. No obstante, dentro del núcleo y en los anillos intermedios de los zonados oscilatorios pueden alcanzarse valores más cálcicos que en el punto teóricamente central del cristal, incluso en zonas relativamente cercanas al borde (plagioclasas correspondientes a los análisis 76-84, 94-99 y 118-125). Estas variaciones composicionales tan acusadas son el reflejo de cambios en la composición del magma del que cristalizan las plagioclasas, y son típicas de ambientes en los que hay un cierto

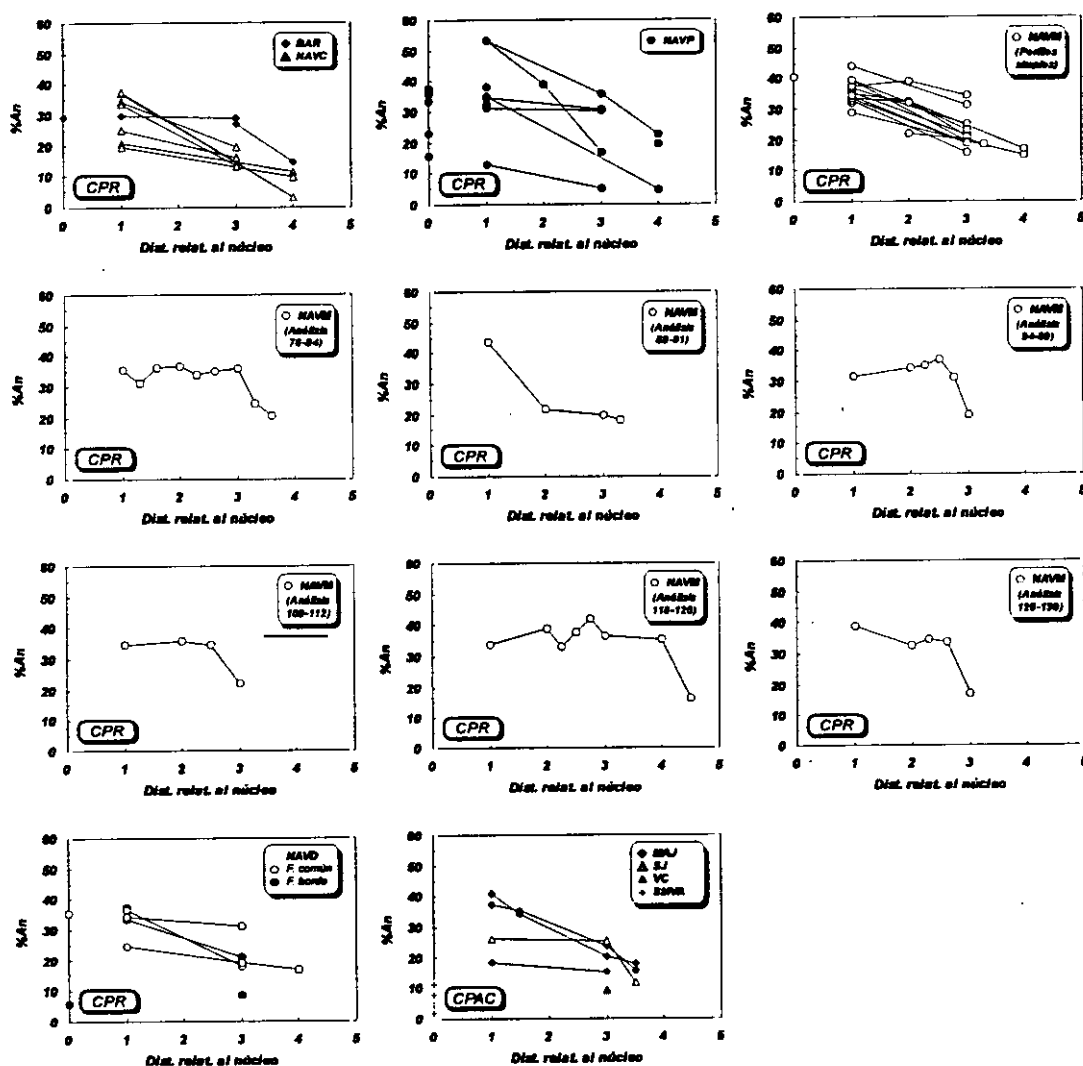


Figura 6.28: Variación del contenido en anortita de centro a borde de cristales de plagioclasas.

grado de hibridación (Castro & De la Rosa, 1994; De la Rosa & Castro, 1994; De la Rosa & Quintero, 1995) o de cambios bruscos de presión en la cámara magmática. En general, los núcleos oscilan entre 43.7 y 28.5 %An. Las zonas intermedias varían entre 41.1 y 20.5%, y los bordes entre 34.9 y 14.7%. Los bordes albiticos tardíos en discontinuidad óptica con el cristal son de composición bastante constante, entre 15.4 y 14.1 %An.

La facies porfídica del plutón de Navalosa presenta zonados más simples que la facies común, con incrementos progresivos en albíta de núcleo (37.0-12.1 %An) a borde (35.3-4.5 %An), sin que las composiciones de las plagioclasas más tardías representen un cambio brusco (bordes de recrecimiento entre 21.9 y 4.3 %An). En general corresponden a valores más sódicos que los de la facies común.

En las plagioclasas de la facies común del plutón de Navadijos, con zonados ópticos continuos u oscilatorios débiles, hay incrementos progresivos en albíta desde el núcleo (36.2-22.8 %An) hasta los bordes (30.3-7.9 %An, con una mayor concentración de valores en el rango 19.3-7.9 %). Los bordes albiticos tardíos son ligeramente más sódicos (15.9 %An a partir de un cristal cuyo borde tiene 17.5 %An).

Los análisis de la facies de borde del plutón Navadijos (números 146, 147, 152 y 153) corresponden a plagioclasas ligeramente más diferenciadas que las de la facies común (núcleos con 31.5 %An y bordes y plagioclasas sin zonar con valores de 19.3-4.7 %).

Los núcleos de plagioclasas del CPR tienen un amplio rango composicional (43.7-12.1 %An), indicando un período temporal extenso para la cristalización de dicha fase mineral.

En el CPAC no se detectan zonados tan complejos como en el CPR, debido fundamentalmente a que el período de cristalización de los magmas del conjunto circunscrito es más restringido que la dilatada evolución del CPR. Por tanto hay menor posibilidad de que, caso de que haya cambios en la composición de los magmas, los diferentes cristales, no sólo las plagioclasas, tengan tiempo de reequilibrarse.

Los análisis del plutón de Majadillas corresponden a plagioclasas en forma de fenocristales, con zonado continuo y poco marcado ópticamente. Muestran un incremento paulatino en albíta de núcleos a bordes. El bajo valor de 17.3 %An en el núcleo de una de las muestras hace suponer que la sección sobre la que se realizó el perfil no pasa por el centro del cristal, sino que está cerca de los bordes del mismo. El rango composicional del resto de los núcleos analizados (40.1-36.6 %An) es coherente con una cristalización rápida. Los bordes presentan una variación algo mayor, entre 22.4 y 14.2 % An.

En el plutón de San Juan, la zona central de los cristales no presenta apenas zonado composicional (25.1-24.0 %An) ni óptico, produciéndose una brusca disminución en las últimas

etapas de cristalización de plagioclasa (valores de 11.4 %An en las zonas más externas de los cristales).

Todos los análisis del plutón de Venero Claro se han realizado sobre muestras de la facies central del plutón. Sólo se posee un dato con localización de su posición dentro del cristal. Se trata de un análisis de borde (el número 206), con 8.1 %An, valor de los más bajos encontrados en el CPAC para las zonas externas de los cristales de plagioclasa. El resto de valores, que varían de 14.3 a 4.5 %An, representan composiciones bastante sódicas para la tónica general de los plutones del CPAC. Su escasa variación se refleja texturalmente en la poca acentuación del zonado continuo de los cristales.

En el plutón de Garganta las plagioclasas tienen un zonado óptico continuo muy débil o incluso inexistente. Su variación composicional es amplia, desde 25.9 hasta 7.4 %An.

Las plagioclasas del plutón de El Salobral tienen un zonado óptico continuo y marcado, con núcleos fuertemente sericitizados. Los análisis, representativos de las zonas externas de los cristales, muestran altos contenidos en albita (5.9-1.7 %An), tan sólo equiparables a los presentes en las muestras más evolucionadas de los plutones de Navacepedilla, Navalosa porfídico, Venero Claro y San Martín.

Por último, los análisis del plutón de San Martín, realizados tanto en plagioclasas contemporáneas con el resto de las fases minerales del granitoide como en feldespatos tardíos intersticiales, son los más ricos en albita (6.1-0.1 %An) de todo el sector de Gredos oriental, reflejando el extremo grado de fraccionación del magma que genera este plutón.

6.5 MINERALES OPACOS

6.5.1 INTRODUCCION

Los minerales opacos comúnmente contenidos en las rocas graníticas de la región central española pueden encuadrarse en el sistema $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Son fundamentalmente ilmenitas (FeTiO_3) en solución sólida con pirofanita (MnTiO_3), y hematites (Fe_2O_3). Más raramente se detecta la presencia de magnetitas (Fe_3O_4), citadas en el plutón de La Pedriza (Pérez-Soba, 1992).

En los granitoides de Gredos oriental los minerales opacos están siempre en proporciones accesorias, aunque presentes en todos ellos con carácter primario, incluidos en biotitas y más raramente en feldespatos. Aparecen también como producto de la alteración de otros minerales (biotitas).

Con el objeto de determinar su naturaleza, se ha realizado un total de 68 análisis (tabla 10.2.5 en el apéndice final), no habiendo sido posible encontrar minerales aptos para su determinación en los plutones de Los Boquerones, Garganta, Cuervo y El Salobral, dada su escasez y pequeño tamaño. De entre los analizados, la mayoría son primarios, incluidos sobre todo en biotitas. Los de origen secundario son subproductos exueltos a partir de biotitas moscovitizadas, fijando así el Ti que no puede acomodarse en la estructura de las micas blancas dioctaédricas (análisis 8, 11, 13, 14, 17, 18, 35, 36, 48, 49, 53, 54 y 67).

Las fórmulas estructurales han sido calculadas para 24 oxígenos, y posteriormente se ha normalizado la suma de cationes relevantes (Si, Ti, Al, Fe, Mn y Mg) a 2. El resto de elementos analizados (Ca, Na, K, P, Ni y Cr) se encuentran en muy baja proporción, por lo que no han sido tenidos en cuenta en la fórmula estructural.

El Fe_2O_3 ha sido estimado según el procedimiento de Stormer (1983) a partir del FeO_{tot} analizado. Los términos finales están basados en Rumble (1973), incluyendo además geikielita (MgTiO_3), mineral con el cual la ilmenita presenta solución sólida extensiva, y rutilo (TiO_2), que representa el exceso de Ti existente en la fase ilmenita *s.l.* ($[\text{Fe,Mg,Mn}]\text{TiO}_3$).

6.5.2 CARACTERIZACION

Esencialmente los minerales opacos son ilmenitas en todos los plutones (ver figura 6.29) con pequeñas cantidades de TiO_2 en exceso respecto a la fórmula ideal de la ilmenita *s.l.* (ligeras desviaciones hacia el término ferropseudobrookita, FeTiO_3) y contenidos igualmente bajos en Fe_2O_3 . Además, en los plutones de Navalosa (facies común y porfídica), Navadijos, Majadillas y San Martín pueden encontrarse fases ricas en Fe_2O_3 intermedias entre hematites y magnetita, aunque ninguna de ellas puede ser considerada magnetita *s.s.* Es destacable la amplia variación en la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ existente en la facies común del plutón de Navalosa, indicativa de condiciones de oxidación muy diferentes en los diversos granitoides que lo componen y que responden a alteraciones postmagmáticas de los óxidos de Fe-Ti.

Tanto en el CPR como en el CPAC hay ilmenitas *s.l.* y hematites *s.l.* formando dos grupos claramente diferenciados, sin miscibilidad entre ellos. En ambos casos hay minerales opacos primarios y secundarios, no existiendo diferencias composicionales en función de su origen.

El término final más importante en estos minerales es la ilmenita (salvo en las muestras agrupadas cerca del vértice de hematites), seguido por las moléculas de pirofanita y hematites. Existe una correlación inversa, aunque muy poco precisa (Tsuesue, 1973; Frost & Lindsley, 1991), entre el contenido en pirofanita y la temperatura de formación, si tenemos en cuenta la obtenida mediante las biotitas (ver posteriormente el apartado de termometría). Los plutones con ilmenitas de mayor contenido en pirofanita (Navacepedilla en el CPR y Venero Claro en el CPAC) son los que tienden a formarse a menores temperaturas. No obstante, la poca

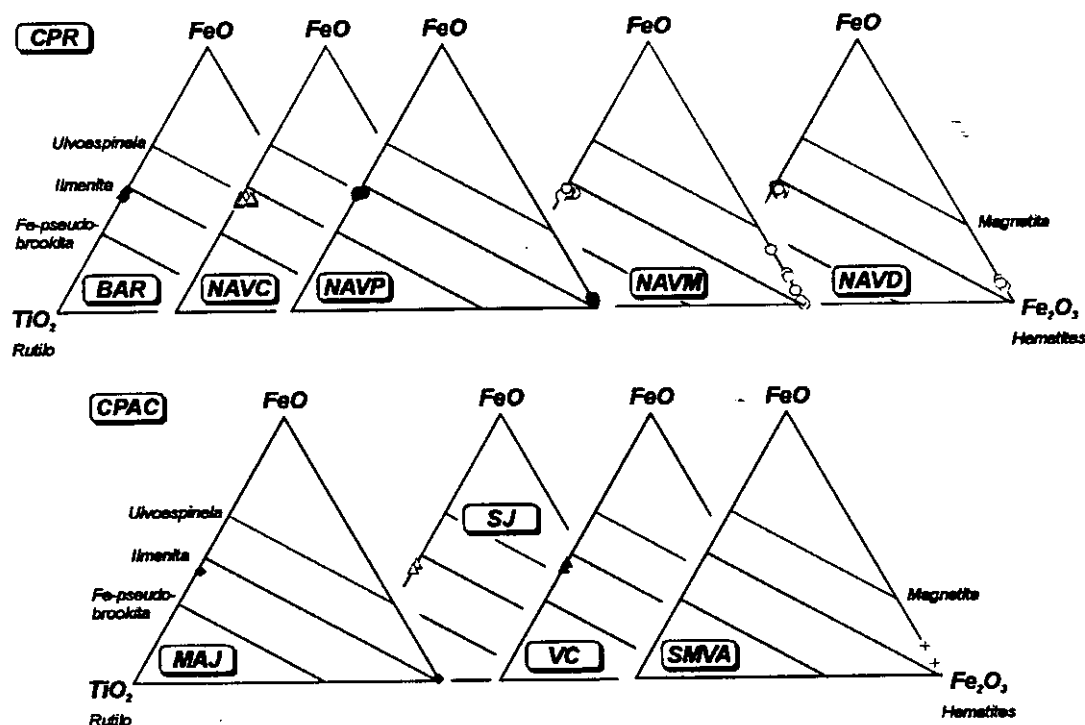


Figura 6.29: Diagrama FeO-Fe₂O₃-TiO₂ para los minerales opacos de Gredos oriental.

fiabilidad de la relación Mn-temperatura se debe a la alteración que han sufrido las ilmenitas de Gredos oriental, presente en forma de exoluciones de carácter probablemente hidrotermal tardío de hematites, no detectadas al microscopio pero patentes en la existencia de dos grandes grupos composicionales dentro de los minerales opacos, uno de tipo ilmenita y otro de tipo hematites-magnetita. Las condiciones de fugacidad de oxígeno en la etapa magmática debieron ser relativamente bajas si las comparamos con las de otros plutones del Sistema Central Español que sí contienen magnetita, como algunos granitoides de La Pedriza (Sierra de Guadarrama; Pérez-Soba, 1992).

6.6 ESTIMACIONES TERMOBAROMETRICAS

6.6.1 BIOTITAS. CONDICIONES DE T Y FUGACIDADES DE O₂, H₂O Y H₂

Son escasas las posibilidades que la paragénesis mineral de los granitoides de Gredos oriental brinda para estimar las condiciones termobarométricas de su génesis. Una de ellas es el procedimiento de estimación de temperatura (T) y fugacidades de oxígeno ($f\text{O}_2$), hidrógeno

(fH_2) y agua (fH_2O) mediante biotitas propuesto por Wones & Eugster (1965). No obstante, debe tenerse en cuenta que se están empleando valores de Fe^{3+} calculados por el método empírico de De Bruijn y no analizados, por lo que los resultados obtenidos serán aproximados. Además, al tratarse de paragénesis con ilmenita, y no con magnetita, las condiciones de T y fO_2 calculadas serán las máximas posibles, mientras que fH_2 y fH_2O serán las mínimas.

Todos los plutones del área (ver figuras 6.30 y 6.31) reflejan pautas de evolución en condiciones oxidantes, debido a la escasa variación en la relación $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ en las biotitas, salvo el granitoide de Barajas, situado entre los tampones QFM y NiO-Ni.

Las temperaturas calculadas varían entre 692 y 932 °C para el CPR y 730 y 820 °C para el CPAC. El plutón de San Martín ofrece datos entre 668 y 698 °C. Los rangos de temperatura más amplios obtenidos son los del CPR, acorde con su gran extensión espacial. El plutón de Navadijos evidencia una historia térmica compleja. Debido a su carácter intrusivo subtabular, presenta mayores posibilidades de interacción con su encajante que otros plutones, tanto a nivel físico como químico.

A grandes rasgos, los valores de fO_2 , fH_2 y fH_2O son menores en aquellos plutones cuya temperatura de formación es menor (ver tabla 6.8), reflejando el mismo comportamiento que otros plutones hercínicos peninsulares (por ejemplo, La Pedriza, Hoyo de Pinares y Navas del Marqués en Guadarrama y Caldas de Reyes en Galicia). Los valores de T y $\log(fO_2)$ (entre -12.8 y -15.5 para el CPR y entre -14.2 y -15.7 para el CPAC, con datos entre -17.4 y -17.5 para el plutón de San Martín) son equiparables a los obtenidos por otros autores en diversos plutones ibéricos. No obstante, los datos de fO_2 reflejados por las biotitas no son tan oxidantes como los de algunos plutones de tipo PI de la Sierra de Guadarrama: Navas del Marqués (Casillas, 1989), La Pedriza y La Cabrera (Villaseca & Barbero, 1994 b).

En cuanto a las fH_2 y fH_2O (ver figura 6.32), son claramente inferiores a las de los granitoides de Gredos analizados por Moreno-Ventas (1991), pero se mantiene la tendencia a ser más variables en los granitoides regionales (GEM y EMG de Moreno-Ventas, *op. cit.*) y más restringidas en los productos diferenciados (LGP de Moreno-Ventas, *op. cit.*).

6.6.2 MOSCOVITAS. TEMPERATURA Y PRESIÓN

La apariencia textural *subsolidus* de la mayoría de las moscovitas pone de manifiesto que no tiene sentido realizar una estimación de las condiciones P-T de generación o emplazamiento de las rocas que las contienen, aunque sí proporciona una aproximación a las condiciones de la secuencia de procesos tardi- y postmagmáticos que las generaron. Para ello, se ha empleado el termómetro de Eugster *et al.* (1972), basado en el intercambio paragonita-moscovita, y el barómetro de Massonne & Schreyer (1987), basado en la dependencia de la composición de las micas blancas potásicas respecto a las condiciones de presión y temperatura. Los datos

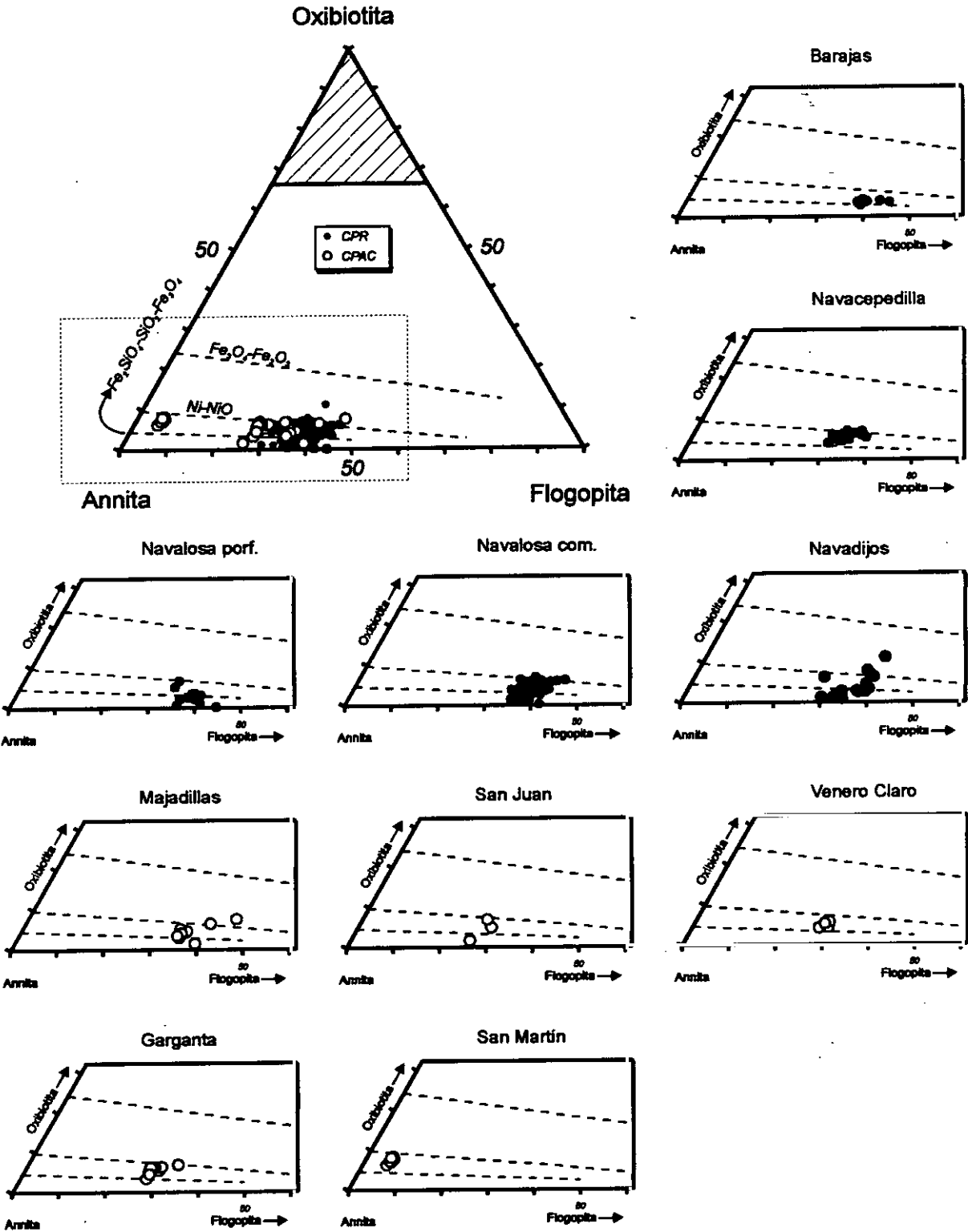


Figura 6.30: Diagrama oxibiotita-flogopita-annita (Wones & Eugster, 1965) para las biotitas de Gredos oriental.

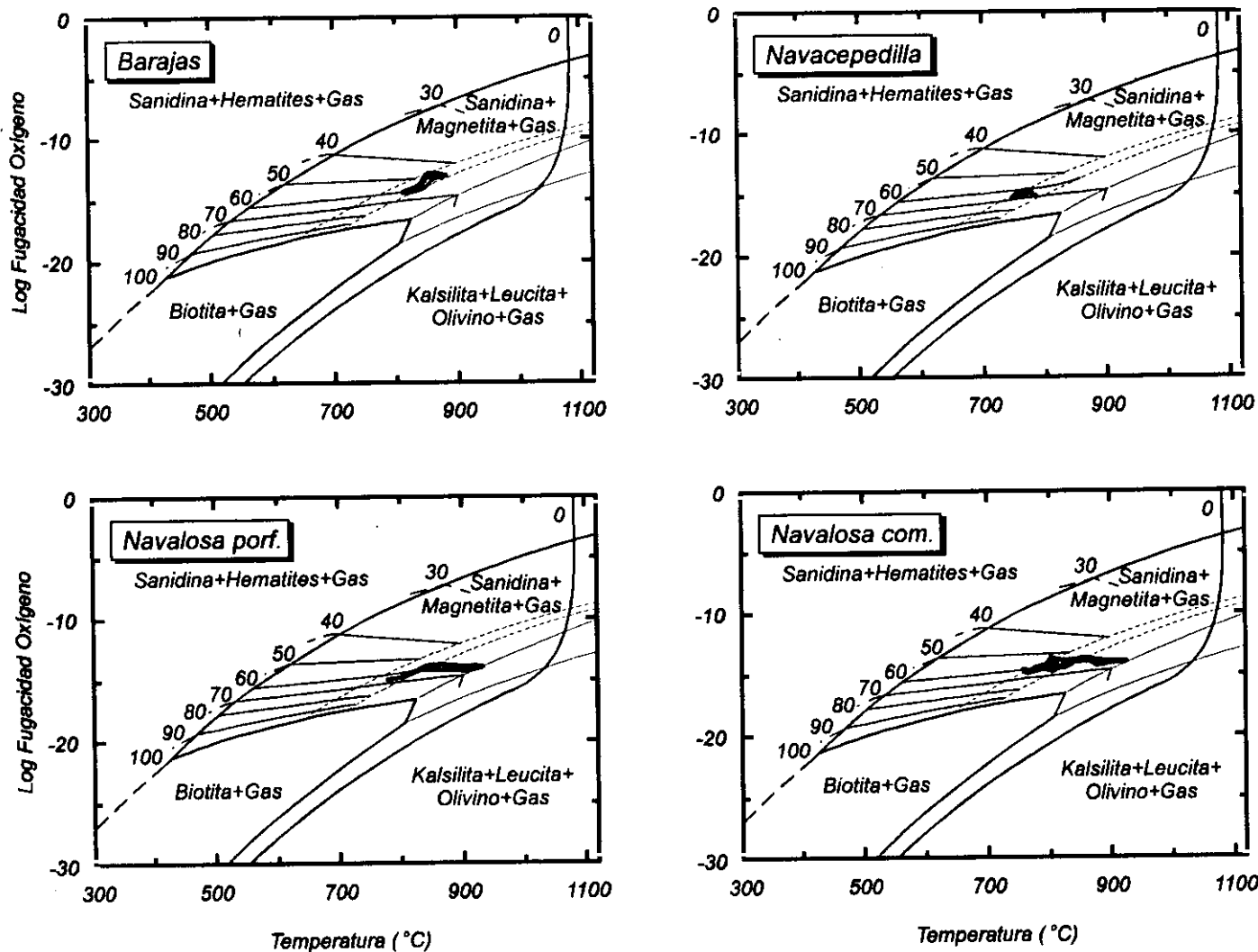


Figura 6.31: Estimación de las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno mediante las biotitas de Gredos oriental según el procedimiento de Wones & Eugster (1965).

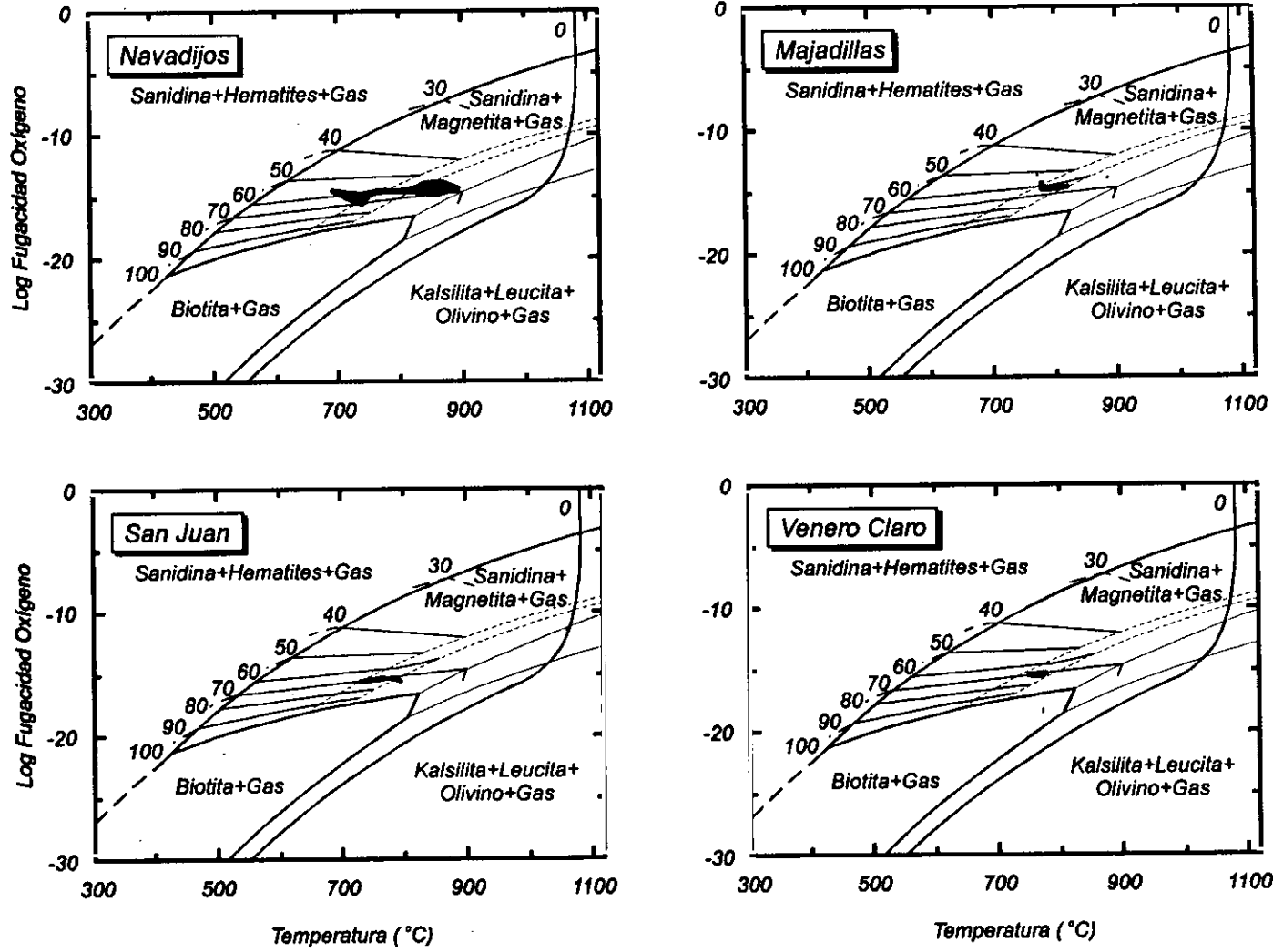


Figura 6.31: Continuación.

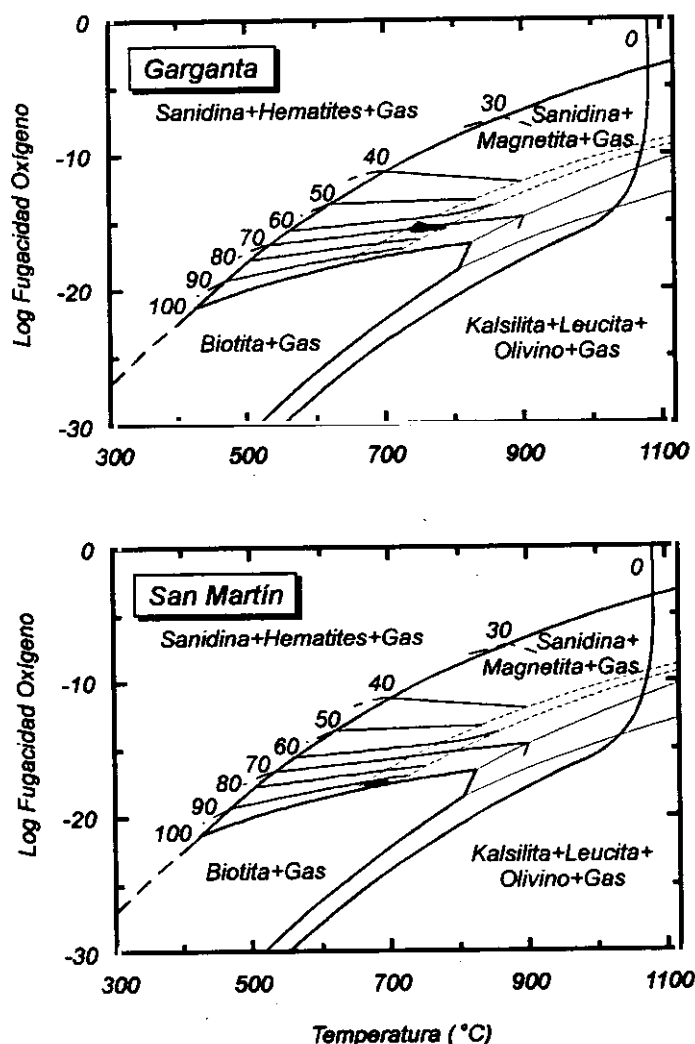


Figura 6.31: Continuación.

de los procesos de degradación de la paragénesis ígnea. Para el CPR, el reemplazamiento de cordierita por micas tiene lugar entre 410 y 400 °C (plutón de Barajas), mientras que la sustitución de biotita por moscovita se produce en un intervalo más amplio, desde 475 (plutón de Barajas) hasta 200 °C (facies común del plutón de Navalosa). El reemplazamiento de biotita por clorita, y la moscovitización de ésta, se produce hacia los 310 °C (plutón de Barajas). La sericitización de plagioclasas comienza a tener lugar en las etapas tempranas de alteración de biotitas (380-338 °C en el plutón de Navacepedilla) y se prolonga hasta los estadios finales (200 °C en la facies porfídica del plutón de Navalosa).

obtenidos, junto con las correspondientes observaciones texturales acerca de la procedencia de las moscovitas, figuran en la tabla 6.9.

En el termómetro de Eugster *et al.* (*op.cit.*), la temperatura depende inversamente de la proporción de moscovita frente a paragonita (ver figura 6.33). Así, las micas con mayores contenidos en paragonita serían las que corresponden a las transformaciones a mayor temperatura (plutón de Barajas en el CPR y de San Martín en el CPAC). Estas indican condiciones *subsolidus*, lo que evidencia que la composición de las micas habría sido reequilibrada por fenómenos tardimagmáticos en el caso de que la moscovita fuese primaria (por ejemplo, las moscovitas posiblemente primarias proporcionan 286-253 °C en el plutón de San Juan y 535 y 398 °C en el de San Martín).

En el caso de que la mica sea claramente secundaria, la temperatura obtenida permite aproximar la secuencia temporal

Tabla 6.8: Valores de T-log(fO_2) calculados mediante Wones & Eugster, 1965

Varios autores	GRANITOIDE	T (°C)	log(fO_2)	TAMPONES	CARACTER
Moreno-Ventas, 1991	GEM anfib	790-960	12.0-14.0	QFM-NNO	Oxidante
GREDO	EMG	770-965	12.0-14.5	QFM-NNO	Oxidante
	Dique Comp. - Tonalita	770-905	12.5-14.5	QFM-NNO	Oxidante
	Dique Comp. - Granito	775-870	13.0-14.5	QFM-NNO	Oxidante
	GEM biot	725-925	12.5-15.5	QFM-NNO	Oxidante
	LGP	750-830	14.0-15.0	QFM-NNO	Oxidante
Hassan, 1996	Cadalso-Casillas de Flores	730-780	14.0-17.0	<QFM-NNO	Reductor
GATA					
Eugercios, 1994	Alpedrete	820-860	13.5-15.0	QFM-NNO	Tamponado
GUADARRAMA	Atalaya Real	660-760	15.0-17.3	NNO-HM	Tamponado
Castellón, 1995	La Granja	725-770	14.9-15.6	NNO	Tamponado
GUADARRAMA	Villacastín	770-840	13.2-14.7	NNO	Tamponado
Pérez-Soba, 1992	Pedriz	Monzog. porf.	770-830	<QFM-NNO	Oxidante
GUADARRAMA		Granito porf.	740-780	QFM-NNO	Oxidante
		Microgranito 1	760-800	QFM-NNO	Oxidante
		Microgranito 2	685-725	QFM->NNO	Oxidante
Castillas, 1989	El Tiemblo	Granodiorita	810-840	QFM	Tamponado
GUADARRAMA	Hoyo de Pinares	Monzogranito	800-835	QFM	Tamponado
		Monz. y gmd.	850-860	QFM	Tamponado
		Grand.fol.	810-835	QFM	Tamponado
		Leucogr. cord.	800	QFM	Tamponado
		Pegm.	730		
		EMG	850-880	QFM	Tamponado
	Navas del Marqués	Enclaves	750-860	NNO	Oxidante
		Monzog.	740-790	NNO	Oxidante
		Navas	675-725	QFM	Oxidante
		Lgr. Leonor	650-675	NNO	Oxidante
		Lgr. biot.	650-675	QFM	Oxidante
		Lgr. aplít.			
Brandebourger, 1984	Guadar.	Monz. gr. md.	600-920		
GUADARRAMA		Granito gr. gr.	600-820		
Barbero, 1992	Calcoalcal.	Granitoides	(800-850)	QFM-NNO-MH	
TOLEDO	Peralumín.	Granitoides	(800)	QFM-NNO	
Cuesta, 1991	Caldas de Reyes	FBor+FBLeuc	620-800	<QFM->NNO	Oxidante
GALICIA		Fporf	720-800	QFM->NNO	Oxidante
		Fcentral (GA)	725-800	>NNO	Tamponado

Este estudio	GRANITOIDE	T (°C)	log(fO_2)	TAMPONES	CARACTER
CPR	Barajas	815-880	12.8-14.4	QFM-NNO	Tamponado
	Navacepedilla	745-784	14.6-15.4	QFM-NNO	Oxidante
	Navalosa porfídico	780-932	13.8-15.0	<QFM-NNO	Oxidante
	Navalosa común	758-922	13.7-14.8	<QFM->NNO	Oxidante
	Navadijos	692-896	13.8-15.5	<QFM->NNO	Oxidante
CPAC	Majadillas	776-820	14.2-14.9	QFM->NNO	Oxidante
	San Juan	730-798	15.4-15.7	<QFM-NNO	Oxidante
	Venero Claro	748-779	15.3-15.6	QFM-NNO	Oxidante
	Garganta	740-786	15.1-15.6	QFM-NNO	Oxidante
	San Martín	668-698	17.4-17.5	QFM-NNO	Oxidante

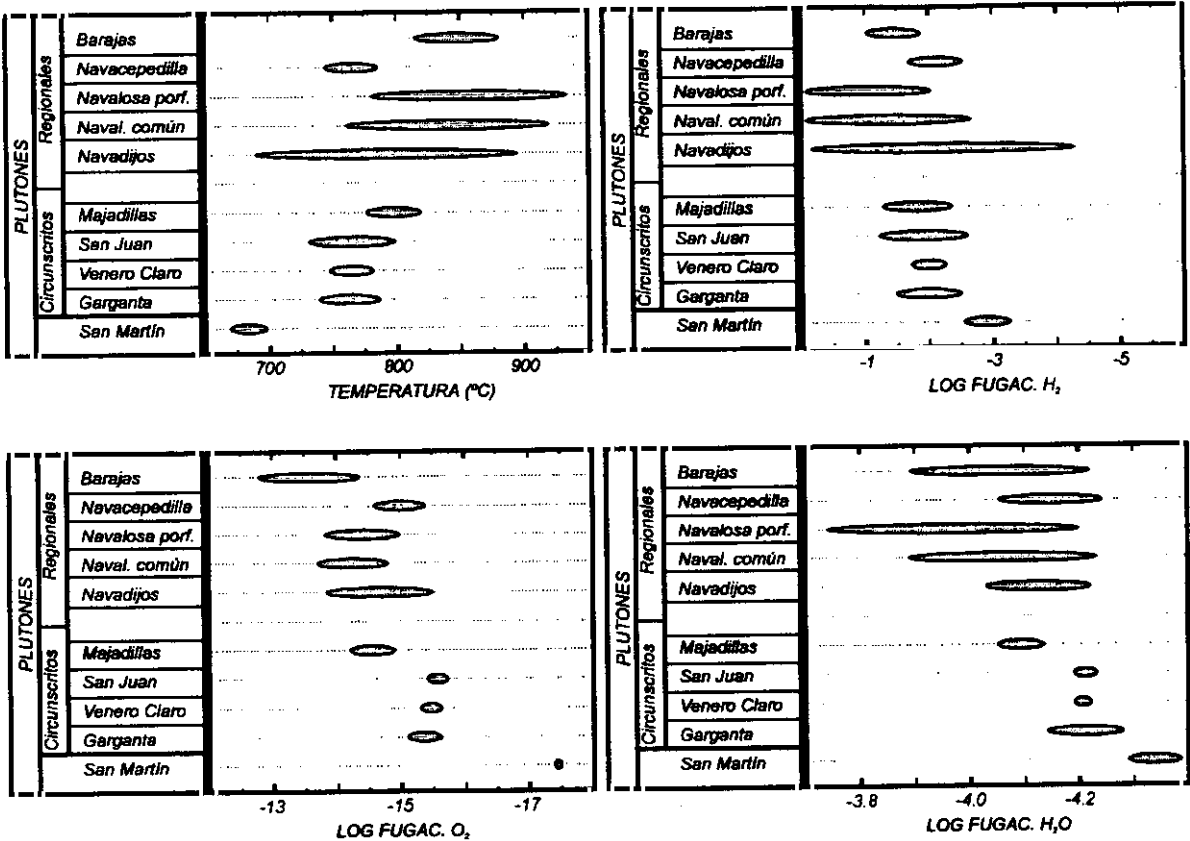


Figura 6.32: Temperaturas y fugacidades de oxígeno, hidrógeno y agua en los granitoides de Gredos oriental obtenidas a partir de las biotitas.

En el CPAC no se poseen datos analíticos de moscovitas en pseudomorfos de cordierita, por lo que no puede calibrarse este tipo de alteración. El reemplazamiento de biotita por moscovita se produce desde los 405 °C hasta los 285 °C (ambos valores obtenidos en el plutón de Venero Claro), aunque cuando la moscovitización va acompañada de cloritización el rango de temperaturas se amplía desde los 580 °C hasta los 215 °C (valores en el granitoide de San Martín). La sericitización de plagioclasas también tiene lugar en las etapas iniciales de degradación de las biotitas (480 °C en el plutón de San Juan).

En cuanto a las presiones obtenidas, los rangos son variables y no presentan correlación con las temperaturas. En las moscovitas texturalmente primarias, cuyas temperaturas indican un reequilibrio o formación *subsolidus*, las presiones calculadas no pueden considerarse como las de formación de esas micas, sino que permiten obtener un valor por encima del cual se sitúa el de emplazamiento del plutón que las contiene. Los datos correspondientes son de 0.30-0.20 Kb para el plutón de San Juan y 2.10-0.20 Kb para el de San Martín. Todos estos

Tabla 6.9: Termobarometría de moscovitas.⁽¹⁾

Plutón	BARAJAS						
Muestra	555.181	555.241	555.181	555.241	555.181	555.241	
Análisis	3	8	1	7	9	2	5

Temperatura (°C)	475	410	410	400	375	351	310
Presión (Kb)	2.15	0.55	1.55	0.70	0.40	0.35	0.30
Procedencia	Biot	Cord	Cord	Cord	Primaria	Biot	Biot;+Clo

Plutón	BARAJAS		NAVACEPEDILLA				
Muestra	555.241		555.352	555.069	555.222	555.352	555.067
Análisis	4	6	18	14	17	19	22

Temperatura (°C)	214	<200	380	338	326	299	299
Presión (Kb)	n.d.	n.d.	n.d.	1.25	1.90	3.75	3.75
Procedencia	Biot	Cord	Plag	Plag	Biot	Biot	Biot

Plutón	NAVACEPEDILLA						
Muestra	555.132	555.222	555.069	555.352	555.222	555.069	
Análisis	23	16	11	20	15	12	10

Temperatura (°C)	254	<200	<200	<200	<200	<200	<200
Presión (Kb)	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Procedencia	Biot;+Op	Biot	Biot	Biot	Plag	Plag	Biot

Plutón	NAVACEPEDILLA		NAVP		NAVM		NAVD
Muestra	555.069	555.067	555.347	555.334	555.259	556.232	555.050
Análisis	13	21	24	25	26	27	28

Temperatura (°C)	<200	<200	200	<200	340	200	<200
Presión (Kb)	n.d.	n.d.	0.60	n.d.	0.45	n.d.	n.d.
Procedencia	Biot;+Op	Plag	Plag	?	Biot	Biot;+Op	Biot;+Clo

Plutón	MAJADILLAS						
Muestra	556.037						
Análisis	33	29	32	35	30	31	34

Temperatura (°C)	370	361	311	298	298	283	<200
Presión (Kb)	0.35	1.25	1.15	n.d.	0.20	n.d.	n.d.
Procedencia	Biot	Biot	Biot	Biot	Biot	Biot	Biot

Tabla 6.9: Continuación.

Plutón	MAJ	SAN JUAN					
Muestra	556.037	556.216					
Análisis	36	37	43	44	42	46	40

Temperatura (°C)	<200	480	335	335	309	286	286
Presión (Kb)	n.d.	2.65	2.80	1.25	0.15	n.d.	0.30
Procedencia	Biot	Plag	Biot;+Op	Biot;+Op	Biot;+Op	Biot;+Op	Primaria

Plutón	SAN JUAN				VENERO CLARO		
Muestra	556.216				556.354	556.350	556.354
Análisis	41	45	38	39	51	47	50

Temperatura (°C)	253	<200	<200	<200	405	326	326
Presión (Kb)	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	2.35	1.65	0.50
Procedencia	Primaria	Biot;+Op	Plag	Biot	Biot	?	Biot;+Op

Plutón	VENERO CLARO				GARGANTA		
Muestra	556.354	556.350	556.354	556.354	555.343	555.343	555.343
Análisis	49	52	48	53	54	62	63

Temperatura (°C)	309	258	237	<200	<200	445	409
Presión (Kb)	0.10	0.30	2.15	n.d.	n.d.	3.10	2.65
Procedencia	Biot;+Op	Biot	?	Biot	Biot	?	?

Plutón	GARGANTA						
Muestra	555.343		555.342	555.343	555.342		555.343
Análisis	60	61	57	58	55	56	59

Temperatura (°C)	387	375	360	325	298	271	230
Presión (Kb)	2.65	1.95	n.d.	1.10	1.60	n.d.	2.05
Procedencia	?	?	?	?	?	?	?

Plutón	SALOBRAI				SAN MARTIN		
Muestra	556.287				555.005		
Análisis	81	83	82	84	69	67	64

Temperatura (°C)	400	386	326	<200	535	520	494
Presión (Kb)	1.45	1.30	0.75	n.d.	2.10	3.50	2.10
Procedencia	?	?	?	?	Primaria	Biot;+Clo	Biot;+Clo

Tabla 6.9: Continuación.

Plutón	SAN MARTIN						
Muestra	555.005	555.345				555.005	555.345
Análisis	72	77	74	79	76	66	78
Temperatura (°C)	473	473	473	473	473	454	427
Presión (Kb)	1.80	3.15	3.15	2.35	4.25	1.40	3.40
Procedencia	Biot;+Clo	?	?	?	?	Biot;+Clo	?

Plutón	SAN MARTIN						
Muestra	555.345	555.005		555.345	555.005	555.345	555.005
Análisis	80	71	70	75	65	73	68
Temperatura (°C)	427	398	398	362	273	240	215
Presión (Kb)	3.15	1.90	0.20	n.d.	n.d.	4.65	4.60
Procedencia	?	Biot;+Clo	Primaria	?	Biot;+Clo	?	Biot;+Clo

(¹) : El campo procedencia indica si la moscovita es texturalmente primaria, si procede del reemplazamiento de cordierita (Cord), biotita (Biot) o plagioclasa (Plag) o si no se puede asegurar con certeza su origen (?). Precedido por un signo + se indica el mineral acompañante a la moscovitización (Op: minerales opacos; Clo: clorita)

valores, como consecuencia del reajuste composicional en estado sólido, son inferiores a los de los diferentes procesos de alteración de la paragénesis ígnea en los respectivos plutones.

Por lo que se refiere a las moscovitas texturalmente secundarias, hay que tener en cuenta que la superposición de diferentes procesos de alteración *subsolidus* provoca un reajuste composicional que hace que los datos obtenidos deban ser tratados con cautela y considerados más bien a modo de indicador cualitativo. Tal es el caso de algunos de los valores calculados para ciertas moscovitas de los plutones de Navacepedilla, Garganta y San Martín, demasiado elevados (por encima de 3 Kb) como para tratarse de procesos de alteración postmagnética.

Para el CPR, las presiones indicadas por la moscovitización de cordieritas oscilan entre 1.55 y 0.55 Kb (plutón de Barajas). El reemplazamiento de biotita por moscovita se produce entre 2.15 y 0.35 Kb (ambos valores en Barajas); si va acompañado de exolución de opacos, que quedan englobados en la moscovita neoformada, se sitúa en torno a 0.2 Kb (plutón de Navacepedilla); si además se produce cloritización de la biotita, la presión obtenida es de 0.3 Kb. La sericitización de plagioclasas tiene lugar entre 1.25 Kb (Navacepedilla) y 0.6 Kb (Navalosa porfídico).

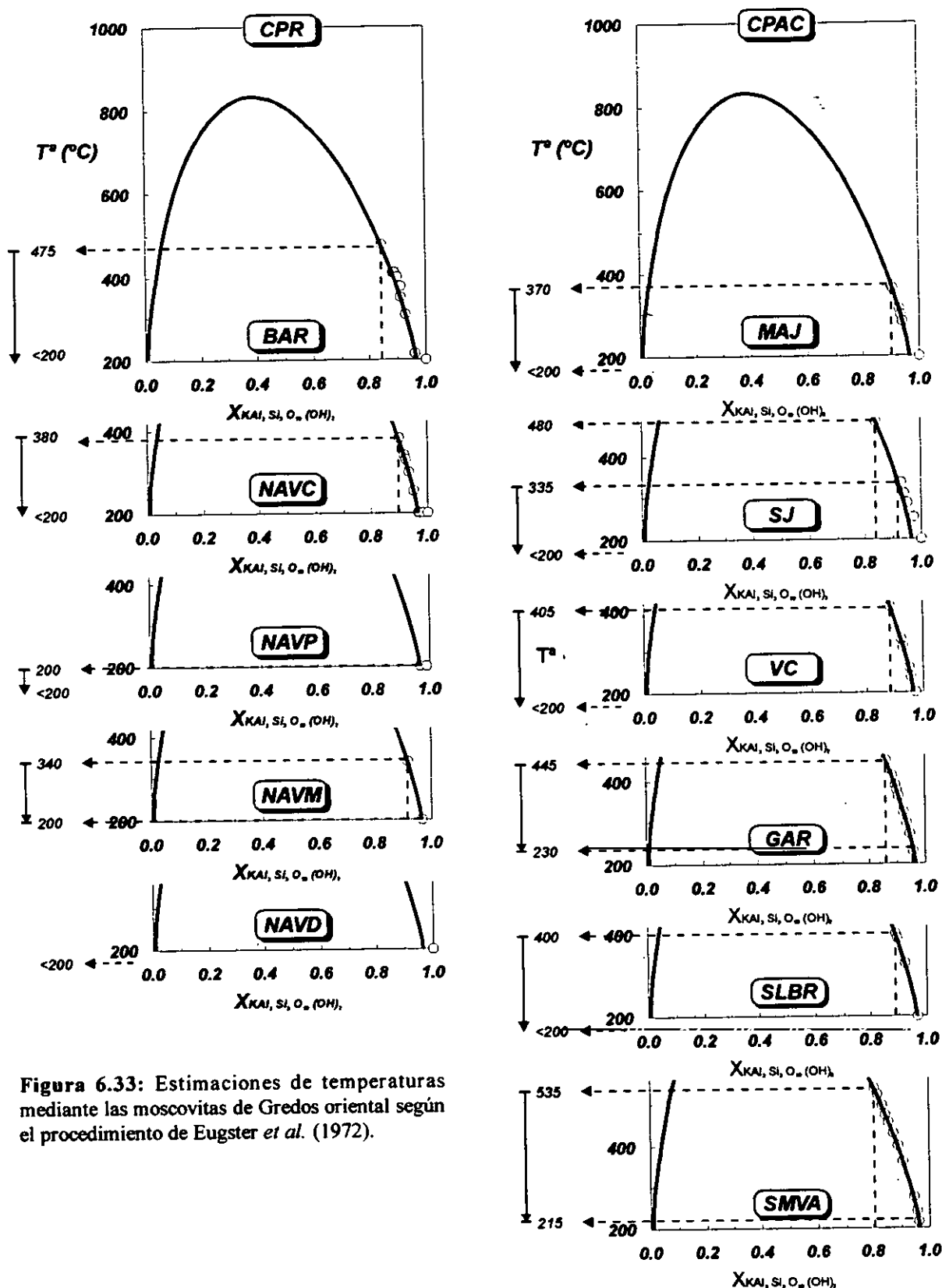


Figura 6.33: Estimaciones de temperaturas mediante las moscovitas de Gredos oriental según el procedimiento de Eugster *et al.* (1972).

En el CPAC se obtienen para la transformación Biot \Rightarrow Mosc valores desde 2.35 Kb (Venero Claro) hasta 0.20 Kb (Majadillas), e incluso inferiores en algunos plutones si dicho reemplazamiento es casi total (plutón de Majadillas). Cuando se exuelven opacos, varía desde 2.80 (San Juan) hasta 0.10 Kb (Venero Claro). Si hay cloritización acompañante, la alteración se produce hasta un valor mínimo de 1.40 Kb (plutón de San Martín).

En general, puede concluirse que los procesos de moscovitización de los minerales ferromagnesianos (cordierita y biotita) comienzan a producirse antes (a mayores temperatura y presión) que la sericitización de las plagioclasas y ambos presentan una gran zona de solapamiento en presión y temperatura, siendo más abundantes las moscovitas generadas por el primer mecanismo. Ello es acorde con la alteración experimentada por el granito de dos micas de Abas, en el norte de Portugal, en el que el reemplazamiento de biotita y turmalina por moscovita precede a la sericitización de plagioclasa (Konings *et al.*, 1988), generándose más cantidad de micas blancas mediante el primer mecanismo.

6.6.3 GEOTERMOMETRIA RELACIONADA CON LAS FASES MINERALES FELDESPATICAS

Ya se ha mencionado la dificultad de realizar estimaciones termobarométricas, dada la poca variación paragenética existente, en los granitoides de Gredos oriental. Este hecho se ve agravado por la facilidad con que las composiciones químicas de determinados minerales son alteradas en el curso de los procesos postmagmáticos. Tal es el caso de los diferentes termómetros en los que interviene alguna fase feldespática, pues más que proporcionar estimaciones acerca de las condiciones reales de presión y temperatura de génesis de los magmas, lo que suele ocurrir es que los valores calculados están muy influenciados por las variaciones composicionales causadas por mecanismos de alteración, dando lugar a datos más relacionados con la etapa hidrotermal que con las magmáticas *sensu stricto*.

No obstante, se han aplicado dos tipos de geotermómetros, los basados en el par feldespato alcalino-plagioclasa y en el par plagioclasa-moscovita, con el fin de verificar e interpretar los datos que aportan.

6.6.3.1 Geotermometría sobre el par feldespato alcalino-plagioclasa

Se han calculado las temperaturas a diversas presiones entre 1 y 5 Kb para pares minerales de feldespato alcalino-plagioclasa contenidos en la misma muestra. Los procedimientos utilizados han sido los desarrollados por Whitney & Stormer (1977), Hasselton *et al.* (1983) y Price (1985). A pesar de que las temperaturas calculadas por el primero son las más elevadas de todas, no llegan en la mayoría de los casos a alcanzar valores por encima del *solidus*. De 81 pares minerales en los que se ha realizado la estimación, tan sólo en cinco del plutón de Majadillas y en uno de la facies porfídica del plutón de Navalosa se superan los 650 °C (ver

figura 6.34). La temperatura obtenida en este último, 696 °C a 2 Kb, fue calculada a partir de un borde albítico ($An_{18}Ab_{82}$) de recrecimiento tardío sobre plagioclasa en contacto con un cristal de feldespato potásico del que se analizó la zona de borde y que no presentaba zonación. El valor puede ser indicativo del momento en que el magma está próximo a la consolidación total, cuando cristaliza la fracción feldespática residual. Las temperaturas obtenidas en este plutón mediante biotitas son siempre superiores a 775 °C, evidenciando el carácter tardío de los bordes de recrecimiento feldespáticos respecto a los minerales ferromagnesianos. No obstante, este dato debe ser tomado con cautela, pues los bordes albíticos en plagioclasas pueden estar directamente influenciados por reequilibrios composicionales postmagmáticos.

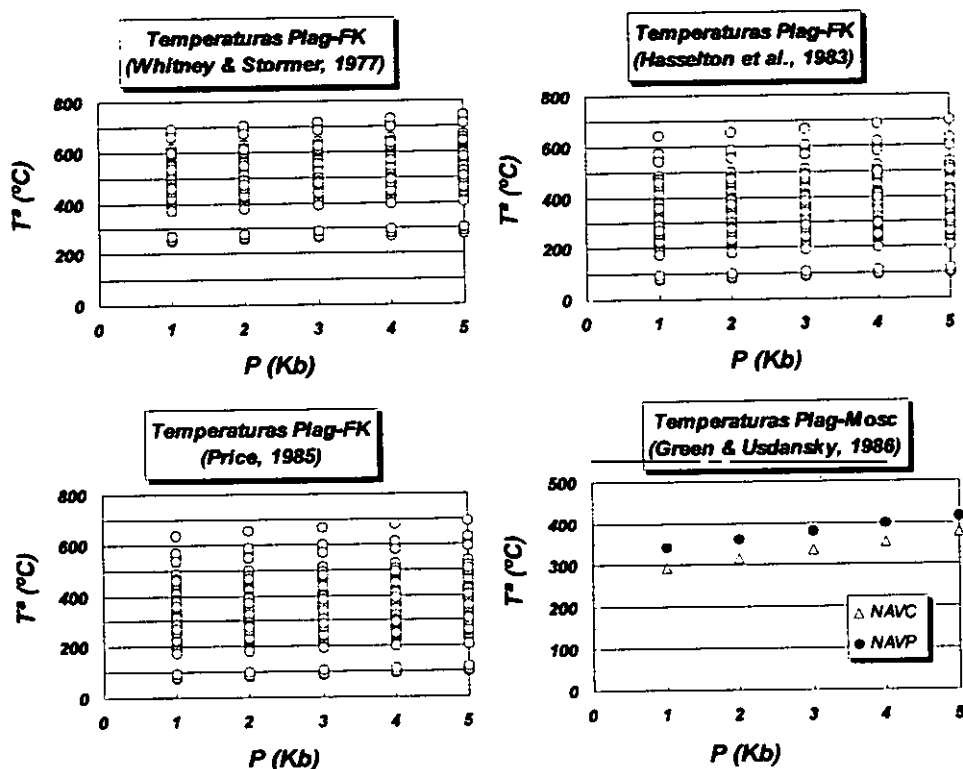


Figura 6.34: Valores de temperaturas obtenidos a presiones entre 1 y 5 Kb mediante diversos geotermómetros en los que intervienen feldespato alcalino, plagioclasa y moscovita.

Las temperaturas mencionadas para el plutón de Majadillas se obtuvieron a partir de dos plagioclasas en equilibrio con dos feldespatos potásicos. Las plagioclasas están zonadas, y los puntos que dan temperaturas por encima del *solidus* son en ambos casos de zonas internas de los cristales (714-654 °C en un caso y 731-698 °C en el otro, para presiones de 4 Kb). Las zonas realmente en contacto con el feldespato potásico de estas plagioclasas, también

analizadas, dan lugar a temperaturas de 626 y 633 °C respectivamente, en el rango *subsolidus*. Admitiendo que la composición del núcleo de esas plagioclasas hubiese estado en equilibrio con los feldespatos potásicos, las temperaturas también reflejarían, como en la facies porfídica del plutón de Navalosa, etapas de una casi total solidificación del magma. A pesar de que la textura del granitoide de Majadillas sugiere un enfriamiento rápido, quizás debido a una brusca descompresión, los cálculos termométricos realizados a presiones inferiores, por ejemplo a 2 Kb, no modifican apenas las conclusiones expuestas: las temperaturas de los dos pares núcleo de plagioclasa-feldespato potásico son de 687-629 °C y 705-672 °C. En cualquier caso, siguen siendo netamente inferiores a las calculadas a partir de biotitas (temperaturas superiores a 775 °C).

El hecho de que el resto de análisis proporcione temperaturas *subsolidus* se debe a que las fracciones molares de ortosa en la plagioclasa y de anortita en el feldespato alcalino son muy bajas, con lo cual se aúnan los posibles errores analíticos en la determinación de Ca_{FK} y K_{Plag} con la extrema sensibilidad que este tipo de termómetros muestra para pequeñas variaciones en dichos elementos. Para obtener estimaciones más realistas de las condiciones de temperatura, sería necesario recalcular la composición del feldespato potásico haciendo una integración del componente albitico exuelto en forma de pertitas, ya que los análisis procedentes de microsonda electrónica sólo contemplan la fase feldespática separada de la fase pertítica. No obstante, la realización de tal balance es, en la práctica, inviable. Además, los feldespatos tienen una gran facilidad para reajustar su composición ante la influencia de alteraciones postmágmatas, siendo muy difícil que se preserven las composiciones químicas originales incluso en las zonas de núcleo de los minerales.

6.6.3.2 Geotermometría sobre el par plagioclasa-moscovita

Se ha intentado aplicar el método de Green & Usdansky (1986) en dos pares plagioclasa-moscovita, seleccionados por hallarse en contacto estas dos fases minerales. Los resultados obtenidos a presiones entre 1 y 5 Kb son el reflejo de dos hechos. Por un lado, la mayor parte de las moscovitas de Gredos oriental tienen apariencia textural secundaria (incluyendo a las dos micas elegidas para ensayar este termómetro), y las posiblemente primarias presentan un alto grado de modificación de su composición química original. Conviene recordar que la aplicación del geotermómetro de Eugster *et al.* (1972) a moscovitas de aspecto textural primario proporciona temperaturas entre 253 y 535 °C, lo suficientemente bajas como para sugerir que la composición de las micas ha sido reequilibrada por procesos tardimágmatas. Por otro lado, el empleo de la plagioclasa en geotermómetros ha sido muy discutido (Brown & Parsons, 1981), y en el sector orogénico que nos ocupa se ha mostrado ineficaz (ver por ejemplo, Eugercios, 1994). Así pues, no es de extrañar que las temperaturas obtenidas para los dos pares plagioclasa-moscovita (ver figura 6.34) sean claramente *subsolidus* (294 y 344 °C a 1 Kb y 376 y 417 °C a 5 Kb para los plutones de Navacepedilla y Navalosa porfídico respectivamente), indicando reajustes composicionales posteriores al emplazamiento de los granitoides.

6.6.4 APORTACION DE LOS ESTUDIOS EXPERIMENTALES

La existencia de moscovita primaria en los plutones de San Juan y San Martín permite aproximar la presión mínima de cristalización del magma en base a valores obtenidos experimentalmente (Wones, 1981). El punto de intersección de la curva de estabilidad de mosc + Q (Chatterjee & Johannes, 1974) con la de fusión mínima granítica (Tuttle & Bowen, 1958) indica que la presión mínima de los magmas que contienen moscovita primaria debe ser de unos 3.8 Kb. Si tenemos en cuenta los diversos valores de actividad de H_2O en el sistema $K_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$, el punto de intersección entre el *solidus* granítico y la curva de estabilidad de mosc + Q + ab proporciona una presión mínima de 3.7 Kb y una temperatura máxima de 630 °C para la cristalización de magmas con moscovita primaria con valores de $a_{agua}=1$, aunque para actividades de agua menores la moscovita puede ser estable en magmas sometidos a condiciones de hasta 9.3 Kb y 700 °C (ver figura 6.35, modificada de Johannes & Holtz, 1996). La intervención de Na_2O en el sistema desplaza la curva de estabilidad de la moscovita (numerada como '1' en la figura) hacia menores presiones y mayores temperaturas,

de modo que los valores pasan a ser 2.8 Kb (presión mínima) y 640 °C (temperatura máxima). Estos valores de presión podrían corresponder a los mínimos para los magmas de los dos plutones mencionados. No obstante, líquidos graníticos más félsicos podrían estabilizar moscovita a presiones incluso menores que las citadas anteriormente.

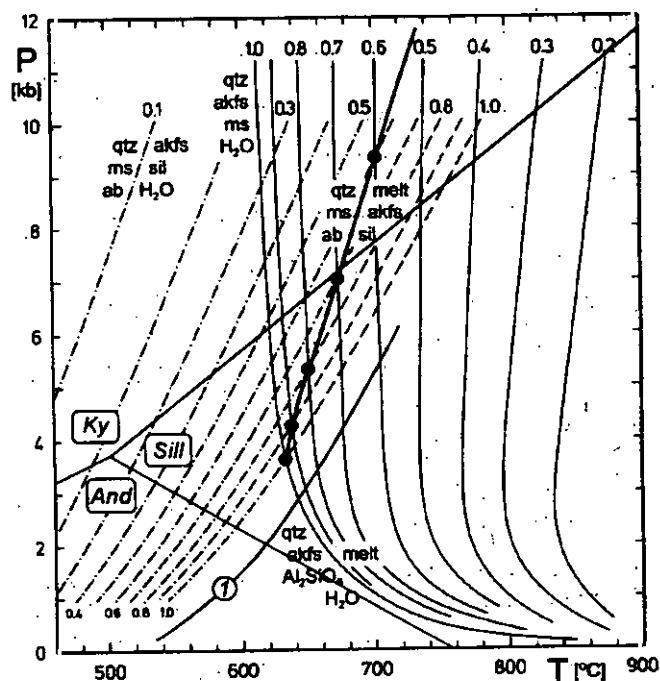


Figura 6.35: Diagrama T-P en el que se muestran los diferentes puntos de corte del *solidus* granítico con la curva de estabilidad de mosc + Q + ab para valores de a_{H_2O} inferiores a 1.0. También se ha representado el punto triple de los silicatos aluminicos y la curva de estabilidad de la moscovita en el sistema $K_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O$ (numerada como '1'). Figura modificada de Johannes & Holtz, 1996.

Por otro lado, hay que tener en cuenta la existencia de cordierita totalmente reemplazada por agregados micáceos en los plutones del CPAC. Este tipo de alteración, muy frecuente en el sector oriental de Gredos, es indicadora de retrogradación en condiciones de presión inferiores a 3.2 Kb (Schreyer, 1976). Dado el idiomorfismo de la mayor parte de los pseudomorfos, podemos suponer una cristalización directa a partir de un magma para las cordieritas, en cuyo caso la retrogradación según la reacción $cord + Fk + v =$

mosc + flog + Q debe producirse a presiones inferiores a las del corte de la curva de esta reacción con la correspondiente a la fusión mínima del granito (3.2 Kb en el sistema K_2O -MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) (curva '1' en la figura 6.36, modificada de Bea, 1982). El resultado final es la

conservación de la geometría externa del cristal y su reemplazamiento por un agregado de biotita magnésica + moscovita, en todo similar al descrito en granitoides de Gredos por Bea (1982) o en las migmatitas mesocráticas del complejo anatético de la Peña Negra por Pereira (1992). Cuando el proceso de alteración es intenso, como ocurre en los granitoides aquí estudiados, también puede sumarse clorita a la paragénesis retrógrada (Jamieson, 1984).

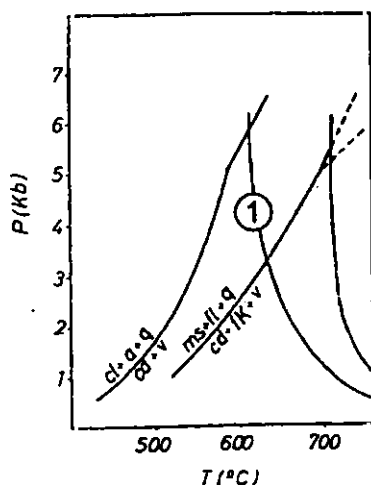


Figura 6.36: Intersección entre la curva de la reacción $cord + Fk + v = mosc + flog + Q$ y la correspondiente a la fusión mínima del granito (numerada como '1'). Figura modificada de Bea, 1982.

En consecuencia, y como mera aproximación, las condiciones termobáricas de cristalización de los granitoides de San Juan y San Martín deben situarse en torno a valores de presión de 2.8-3.2 Kb y temperaturas cercanas a 640 °C. El hecho de que las moscovitas texturalmente primarias de ellos proporcionen condiciones P-T netamente inferiores apoya la existencia de un reequilibrio composicional posterior en estas micas. El resto de granitoides del CPAC (Majadillas, Los Boquerones, Venero Claro, Garganta, El Salobral y Cuervo) deben haber cristalizado a presiones menores que 3.2 Kb. Este dato es coherente con la existencia ocasional de andalucita en el plutón de Garganta (ver campo de estabilidad de la andalucita en la figura 6.35, según Holdaway, 1971), y para líquidos

graníticos de más baja temperatura que los representados en dicha figura restringiría aún más las condiciones de presión, que deberían ser inferiores a 2 Kb.

7. PETROGENESIS DEL CONJUNTO GRANITICO DE GREDOS ORIENTAL

7. PETROGENESIS DEL CONJUNTO GRANITICO DE GREDOS ORIENTAL

7.1 INTRODUCCION

La serie de observaciones plasmadas en el presente capítulo proceden de la interpretación de los datos descriptivos contenidos en los capítulos previos, complementada con ciertos procedimientos (análisis multivariante, modelización de mecanismos petrogenéticos). Con ello se pretende proporcionar una explicación a la génesis de los granitoides de este sector del Sistema Central Español.

En primer lugar se ha efectuado un tratamiento multivariante, con el objeto de establecer una serie de restricciones a los procesos petrogenéticos que han podido intervenir. A continuación, mediante el empleo de diagramas multielementales (aracnigramas de elementos menores, trazas y tierras raras), se identifican las características composicionales de estos plutones y sus semejanzas con áreas vecinas en el marco del orógeno hercínico del centro peninsular. Seguidamente, se determina el tipo de mecanismo evolutivo responsable de la variación composicional existente y se simula el comportamiento de los elementos mayores, menores y traza de acuerdo con el modelo petrogenético seleccionado. Por último, se realiza una aproximación al tipo de litologías que constituyeron el protolito de los granitoides de Gredos oriental.

7.2 ANALISIS MULTIVARIANTE

7.2.1 INTRODUCCION

Para llevar a cabo el estudio multivariante, se han elegido todos los datos analíticos de elementos mayores y los de los cinco elementos traza de los que se posee un conjunto más amplio de datos (Rb, Ba, Sr, Zr e Y). La agrupación de las diferentes muestras analizadas en plutones y unidades intrusivas se ha realizado por criterios cartográficos, y teniendo en cuenta sus características litológicas y petrográficas. La relación entre éstas y el quimismo de las rocas debe quedar reflejada mediante diversos procedimientos numéricos, como son el análisis de las matrices de coeficientes de correlación lineal y el estudio multivariante de los datos, mediante funciones discriminantes y componentes principales. Además de tener en cuenta como entidades unitarias a los plutones, también se han considerado los dos grandes grupos del área (CPR y CPAC) y todo el conjunto analítico de datos. En todos los procedimientos se ha excluido a los plutones de Barajas y de San Martín. Este hecho ha venido motivado porque el primero de ellos es una facies del CPR que aparece rodeando al complejo anatécico de la

Peña Negra, en tránsito gradual y con cordierita, mientras que el CPR es exclusivamente biotítico. En el caso del plutón de San Martín, su exclusión del tratamiento se debe a que tiene unas características composicionales muy fraccionadas, que no siguen las pautas marcadas por el resto de plutones del sector.

7.2.2 COEFICIENTES DE CORRELACION LINEAL INTERELEMENTALES

El coeficiente de correlación lineal es la medida más sencilla de la relación lineal existente entre dos variables. De entre dichos coeficientes, se han seleccionado los que son estadísticamente significativos para un nivel de confianza del 95% en función del número de muestras del que se ha partido. Para ello, a la matriz de correlación completa se le ha aplicado el test de significación basado en los valores críticos que proporciona la distribución t de Student. Los valores que han superado con éxito dicho test figuran en la tabla 7.1.

Si consideramos todos los datos a un tiempo, es de destacar la gran cantidad de coeficientes mayores de 0.7 en valor absoluto, especialmente entre las variables SiO_2 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , Rb , Ba y Sr , lo cual indica, *a priori*, un grado restringido de variabilidad en los procesos responsables de la diversificación de estos granitoides, es decir, que el número de mecanismos genéticos que han actuado sobre el conjunto litológico que nos ocupa no es muy variado y éste se desarrolla a partir de materiales iniciales algo heterogéneos pero no muy distintos entre sí.

Tratando por separado a cada uno de los dos grandes grupos de granitoides, puede observarse que los pertenecientes al CPR presentan un mayor grado de homogeneidad (mayores coeficientes de correlación lineal) que los del grupo CPAC. En términos geológicos, aquéllos forman un grupo con significado petrogenético unitario, mientras que el carácter común de estos últimos es simplemente su relación de intrusividad sobre el grupo regional.

Este aspecto es también puesto en evidencia en el diagrama de la figura 7.1, que expresa gráficamente los valores de los coeficientes de correlación lineal entre todos los elementos considerados. Puede observarse la diferencia existente entre el grupo regional y el conjunto de plutones ácidos circunscritos, el cual presenta menores coeficientes en valor absoluto. La semejanza entre las pautas del CPR y las pertenecientes a todo el volumen de datos es un artificio matemático, pues del total de 81 muestras seleccionadas, la mayor parte (64) pertenecen al complejo

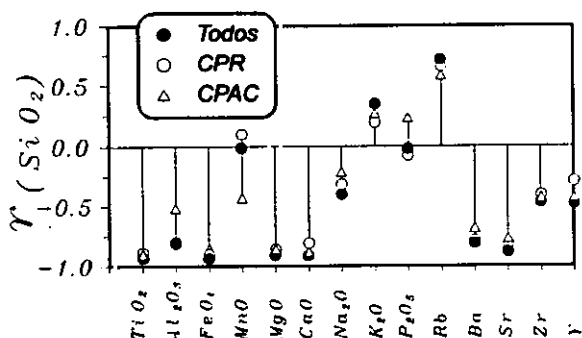


Figura 7.1: Coeficientes de correlación lineal frente a SiO_2 .

Tabla 7.1: Coeficientes de correlación lineal estadísticamente significativos.

TODOS LOS DATOS (excluyendo BAR y SMVA) (n=81)														
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _i	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Ba	Sr	Zr	Y
SiO ₂	-0.93	-0.81	-0.93		-0.90	-0.90	-0.42	0.37		0.69	-0.79	-0.87	-0.42	-0.44
TiO ₂		0.65	0.99		0.91	0.92	0.27	-0.47		-0.74	0.71	0.86	0.42	0.49
Al ₂ O ₃			0.63		0.66	0.64	0.39	-0.24	0.31	-0.44	0.65	0.66		
FeO _i					0.92	0.92	0.33	-0.50		-0.73	0.71	0.88	0.45	0.52
MnO						0.30		-0.75	0.60					
MgO						0.79	0.25	-0.28		-0.71	0.69	0.83	0.38	0.41
CaO							0.46	-0.63		-0.76	0.75	0.91	0.42	0.50
Na ₂ O								-0.41			0.30	0.35		0.29
K ₂ O									-0.54	0.29	-0.24	-0.47		
P ₂ O ₅													-0.35	-0.36
Rb											-0.63	-0.80	-0.35	-0.41
Ba												0.88	0.53	0.53
Sr													0.53	0.55
Zr														0.81

CPR (plutones NAVC, NAVP, NAVM y NAVD) (n=64)														
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _i	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Ba	Sr	Zr	Y
SiO ₂	-0.89	-0.86	-0.88		-0.86	-0.83	-0.42			0.59	-0.77	-0.83		
TiO ₂		0.64	0.98		0.88	0.85		-0.34		-0.69	0.65	0.81		
Al ₂ O ₃			0.63		0.63	0.66	0.46		0.37	-0.33	0.64	0.64		
FeO _i					0.90	0.86	0.26	-0.38		-0.68	0.65	0.84		0.29
MnO					-0.33	0.35		-0.78	0.72					
MgO						0.69				-0.65	0.61	0.76		
CaO							0.46	-0.59	0.41	-0.70	0.71	0.90		
Na ₂ O								-0.45	0.42			0.34		
K ₂ O									-0.75			-0.39		
P ₂ O ₅													-0.29	-0.29
Rb											-0.48	-0.71		
Ba												0.84	0.33	0.30
Sr													0.29	0.29
Zr														0.74

CPAC (plutones MAJ, BOQ, SJ, VC, GAR y SLBR) (n=17)														
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _i	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Ba	Sr	Zr	Y
SiO ₂	-0.89		-0.86	-0.60	-0.79	-0.81		0.59						
TiO ₂			0.98	0.78	0.73	0.89		-0.71	-0.53					
Al ₂ O ₃									0.64					-0.49
FeO _i				0.80	0.71	0.88		-0.71	-0.51					
MnO					0.49	0.63			-0.53					
MgO						0.61		-0.61				0.58		
CaO								-0.71	-0.55					
Na ₂ O														
K ₂ O													-0.56	-0.55
P ₂ O ₅														
Rb											-0.77	-0.82	-0.54	
Ba												0.86	0.86	0.72
Sr													0.70	0.53
Zr														0.82

plutónico regional. Analizando en detalle este grupo, se aprecian ciertas diferencias entre los plutones que lo integran. No obstante, presenta una mayor uniformidad en conjunto que el CPAC. Considerando individualmente cada facies del CPR, la que mayor dispersión de valores presenta (coeficientes entre -0.5 y 0.5) es la facies común del complejo plutónico de Navalosa, apoyando así las observaciones litológicas y cartográficas de que se trata no de un único plutón sino de una coalescencia de unidades menores con una diversidad composicional restringida y que intruyen en un corto espacio de tiempo, de manera que es muy difícil trazar límites netos entre ellas.

7.2.3 FUNCIONES DISCRIMINANTES PARA LOS DIVERSOS GRUPOS PLUTONICOS

Para llevar a cabo el análisis discriminante, es necesario clasificar previamente las muestras en diferentes grupos mediante criterios que no serán empleados posteriormente en el tratamiento numérico. Dichos criterios son en este caso las características litológicas y petrográficas de las diferentes rocas y las unidades plutónicas a las que pertenecen. El análisis múltiple discriminante proporciona una serie de funciones lineales en el espacio multidimensional definido por las variables utilizadas que permite separar unos grupos de otros y, por tanto, visualizar las diferencias existentes entre los diversos grupos.

Se ha partido inicialmente de todo el volumen de datos analíticos, tanto si pertenecen al

Tabla 7.2: Coeficientes de las funciones discriminantes calculadas y porcentajes de variación asociados.

GRUPO	TODOS	CPR			CPAC
	F.D.1	F.D.1	F.D.2	F.D.3	F.D.1
SiO ₂	-0.13	2.55	1.80	0.12	-18.14
TiO ₂	0.17	2.12	0.28	0.98	-29.53
Al ₂ O ₃	0.05	2.04	0.57	0.39	-12.97
FeO _{tot}	0.09	0.29	0.55	-0.95	53.73
MnO	0.03	-0.25	-0.49	1.10	-1.20
MgO	0.07	-1.32	0.25	0.99	20.14
CaO	-2.09	0.19	-1.63	1.12	-30.63
Na ₂ O	0.27	-0.55	0.19	0.00	24.16
K ₂ O	-0.99	0.08	0.39	1.22	-30.30
P ₂ O ₅	-0.29	-0.62	1.33	-0.03	54.03
Rb	-0.46	0.68	-0.04	0.99	
Ba	1.05	-0.06	0.53	-0.65	
Sr	-0.68	-0.55	1.36	-0.27	
Zr	-0.02	-0.18	-0.89	-0.59	
Y	-0.57	1.17	1.49	0.19	-8.59
% variación	100.00	67.80	20.30	11.89	99.58

complejo regional como si forman parte del conjunto de plutones intrusivos en aquél. La función discriminante que mejor diferencia esos dos conjuntos (FD1; ver tabla 7.2) es la que tiene en cuenta a todos los elementos mayores y trazas considerados. Dicha función está controlada fundamentalmente por los contenidos en CaO y K₂O con pesos negativos y Ba con peso positivo. Gracias a esta función, puede apreciarse cómo los plutones regionales se

caracterizan por unas mayores cargas en TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O y P_2O_5 , y menores de FeO y MnO respecto al CPAC, mientras que los contenidos en el resto de elementos son similares. La clasificación en dos grupos utilizando esta función es ligeramente imprecisa, pues supone unos errores del 6.25% (4 individuos) en la asignación de muestras al CPR y del 11.76% (2 individuos) en la asignación al CPAC. El leve grado de incertidumbre en la clasificación implica que, dentro del conjunto formado por todos los datos, una serie de muestras (las que representan al CPR) forman una subpoblación homogénea, mientras que un pequeño grupo de ellas (las pertenecientes al CPAC) no pertenecen a dicha subpoblación.

Considerando solamente las muestras pertenecientes al grupo regional en sus cuatro subunidades (plutones de Navadijos y Navacepedilla y facies común y porfídica del complejo plutónico de Navalosa), se han establecido tres funciones discriminantes, FD1, FD2 y FD3 (tabla 7.2), teniendo en cuenta de nuevo todos los elementos seleccionados para este estudio. Todas son significativas para niveles de confianza superiores al 94.99%. La primera de ellas

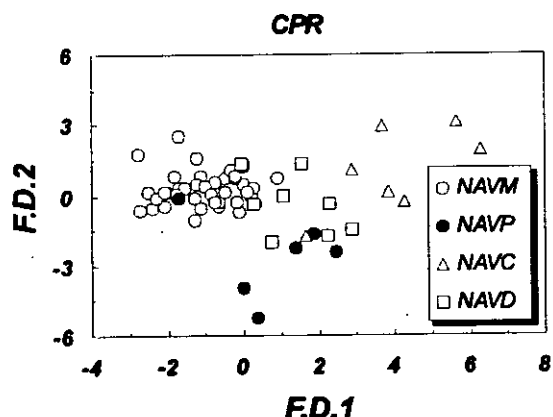


Figura 7.2: Relación entre las dos primeras funciones discriminantes del complejo plutónico regional.

(FD1) explica por sí sola el 67.8% de la variación del grupo, y tiene como coeficientes positivos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 e Y, y como coeficiente negativo MgO , mientras que el efecto de los demás elementos es mucho menor. Las muestras del CPR se proyectan sobre este vector de un modo continuo, con solapamientos entre las diferentes facies (ver figura 7.2). Puesto que la primera función discriminante es, por definición, la responsable del mayor porcentaje de variación del conjunto, y no permite una distinción neta entre los diferentes subgrupos, se deduce que el CPR tiene coherencia como grupo, es decir, que está formado por granitoides petrogenéticamente relacionados y mal individualizables. No obstante, parece existir una tendencia a que los tipos porfídicos (Navalosa porfídico, Navacepedilla y Navadijos) se sitúen en zonas con mayores

coeficientes respecto a esta primera función discriminante. Ello es un reflejo de la mayor acidez de este conjunto de muestras (normalmente con valores de SiO_2 superiores a 71%), y puede estar condicionado por la fraccionación de feldespatos, minerales que son los que confieren o no el carácter porfídico.

La segunda función discriminante (FD2) es responsable sólo del 20.3% de la variación de la población. Está controlada principalmente por SiO_2 , P_2O_5 , Sr e Y con pesos positivos y CaO con peso negativo. Empleándola conjuntamente con FD1 tampoco se obtiene una

separación clara entre las cuatro facies (ver figura 7.2). Entre FD1 y FD2 explican la mayor parte de la variabilidad del conjunto (el 88.1%), pero no permiten clasificarlo de acuerdo con sus características petrológicas debido a la semejanza entre todas las muestras del CPR.

El mismo tratamiento se ha realizado sobre el conjunto de granitoides intrusivos en el complejo regional. A pesar de no ser un grupo petrogenéticamente homogéneo, el estudio mediante funciones discriminantes pone de manifiesto una serie de aspectos. De los elementos traza antes mencionados, sólo se ha seleccionado el Y dada la alta desviación estándar de los demás (Rb, Ba, Sr y Zr) considerándolos en el conjunto del CPAC. Aunque el procedimiento discriminante permite calcular hasta cinco funciones, las cuatro últimas son irrelevantes, pues FD1 es responsable del 99.58% de la variabilidad (ver tabla 7.2), siendo estadísticamente significativa para un nivel de confianza del 100%. Permite una clara diferenciación de los seis plutones estudiados, y está controlada principalmente por SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO y K_2O con pesos negativos y por FeO , MgO , Na_2O y P_2O_5 como factores positivos. El hecho de que mediante una única función discriminante se obtenga una clasificación de muestras con un porcentaje de fiabilidad del 100% nos indica que existe un cierto grado de individualización entre ellos. O bien están formados por materiales que derivan de protolitos diversos o bien los mecanismos evolutivos responsables de su diferenciación varían de unos plutones a otros. La primera de las opciones no parece muy probable, habida cuenta de la similitud que muestran todos los granitoides del CPAC. En cuanto a la segunda, más que pensar en diferentes procesos petrogenéticos se debe tomar en el sentido de que los mecanismos que han intervenido, que son escasos, han tenido lugar con diversos parámetros (por ejemplo variaciones en los porcentajes de fases minerales fraccionadas o en las proporciones en que se mezclan dos magmas).

7.2.4 ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Mientras que el estudio mediante funciones discriminantes tiene como objetivo fundamental distinguir entre muestras pertenecientes a diferentes poblaciones, el análisis de componentes principales tiene un carácter intrapoblacional, es decir, permite cuantificar en el espacio multivariante las características geométricas de una sola población. Dichas características están condicionadas por la naturaleza de las diversas variables que intervienen en los cálculos realizados, que en este caso son los porcentajes en peso o las partes por millón de los elementos analizados. Por tanto, la geometría de la población será, en cierta manera, un reflejo de los mecanismos petrogenéticos experimentados por el conjunto litológico durante su evolución y también de la composición de los protolitos de los que derivan los granitoides.

Como primera aproximación, se ha partido de todo el conjunto de datos (ver tabla 7.3). Para explicar el 90% de la variación de la población es necesario calcular hasta cinco vectores principales, lo cual es un reflejo de la diversidad existente en el conjunto plutónico. No obstante, si se representan las muestras en un gráfico enfrentando los coeficientes de éstas proyectadas sobre los dos primeros vectores principales (CP1 y CP2 en la tabla 7.3 y en la figura 7.3),

Tabla 7.3: Coeficientes de los componentes principales calculados y porcentajes de variación asociados.

GRUPO	TODOS		CPR		CPAC	
	C.P.1	C.P.2	C.P.1	C.P.2	C.P.1	C.P.2
SiO ₂	0.33	0.01	0.35	0.07	0.33	-0.19
TiO ₂	-0.33	-0.02	-0.34	-0.07	-0.35	0.22
Al ₂ O ₃	-0.25	0.11	-0.28	0.04	0.06	0.12
FeO _{tot}	-0.33	-0.02	-0.35	-0.07	-0.35	0.20
MnO	-0.05	0.51	-0.05	0.50	-0.26	0.22
MgO	-0.31	-0.13	-0.31	-0.22	-0.29	0.15
CaO	-0.33	0.10	-0.35	0.12	-0.36	0.11
Na ₂ O	-0.15	0.19	-0.16	0.23	-0.13	-0.13
K ₂ O	0.17	-0.46	0.16	-0.46	0.22	-0.32
P ₂ O ₅	0.00	0.56	-0.11	0.52	0.25	0.14
Rb	0.27	0.09	0.26	0.12	0.23	0.27
Ba	-0.29	-0.05	-0.29	-0.08	-0.22	-0.39
Sr	-0.33	0.00	-0.34	-0.02	-0.27	-0.25
Zr	-0.19	-0.27	-0.08	-0.26	-0.20	-0.41
Y	-0.20	-0.23	-0.10	-0.21	-0.15	-0.42
% variación	54.98	16.58	49.33	18.90	43.06	24.16

mediante los que se obtiene por definición la mayor dispersión de los datos, puede observarse que se alinean mayoritariamente según dos pautas en función de que pertenezcan al complejo regional o al conjunto circunscrito. Así, las muestras de los granitoides regionales (pauta subparalela al primer vector principal) están controladas esencialmente por una disminución de TiO₂, FeO₁, MgO, CaO, Ba y Sr al aumentar la SiO₂ y, en menor proporción,

el Rb. Los plutones circunscritos vienen condicionados por incrementos en MnO y P₂O₅ al disminuir el K₂O (más influenciados por el segundo vector principal). El primer vector es un reflejo de la evolución magmática hacia términos más ácidos y con menor contenido en minerales ferromagnesianos a medida que progresa la diferenciación. El segundo vector tiene un significado menos claro. Pone de manifiesto el antagonismo existente entre la cristalización de minerales que incorporan K₂O en su estructura y aquellos otros que incorporan MnO o P₂O₅. Mientras que los minerales potásicos son relativamente tardíos (feldespato potásico principalmente), los que contienen MnO (allanita, ilmenita) o P₂O₅ (apatito, monacita) se generan en etapas tempranas de la cristalización magmática, quedando englobados como fases accesorias dentro de aquellos otros. Por tanto, puede afirmarse que los granitoides del CPR están controlados por una diferenciación magmática típica, con aumento de la acidez y disminución de minerales ferromagnesianos al progresar la diferenciación, mientras que la variabilidad del CPAC, debido a su incoherencia como grupo, no puede explicarse como resultante de un único proceso continuo.

Tratando por separado el grupo de granitoides regionales y el conjunto circunscrito, se obtienen las mismas conclusiones en cuanto al significado de los dos primeros vectores principales. El primero explica el 43-50% de la variación de los datos y refleja la oposición entre minerales o elementos ferromagnesianos y porcentaje de SiO₂, mientras que el segundo vector es responsable del 18-25% de la variación de los granitoides y está controlado por la cristalización de minerales potásicos frente a accesorios con MnO o P₂O₅. Es de destacar que

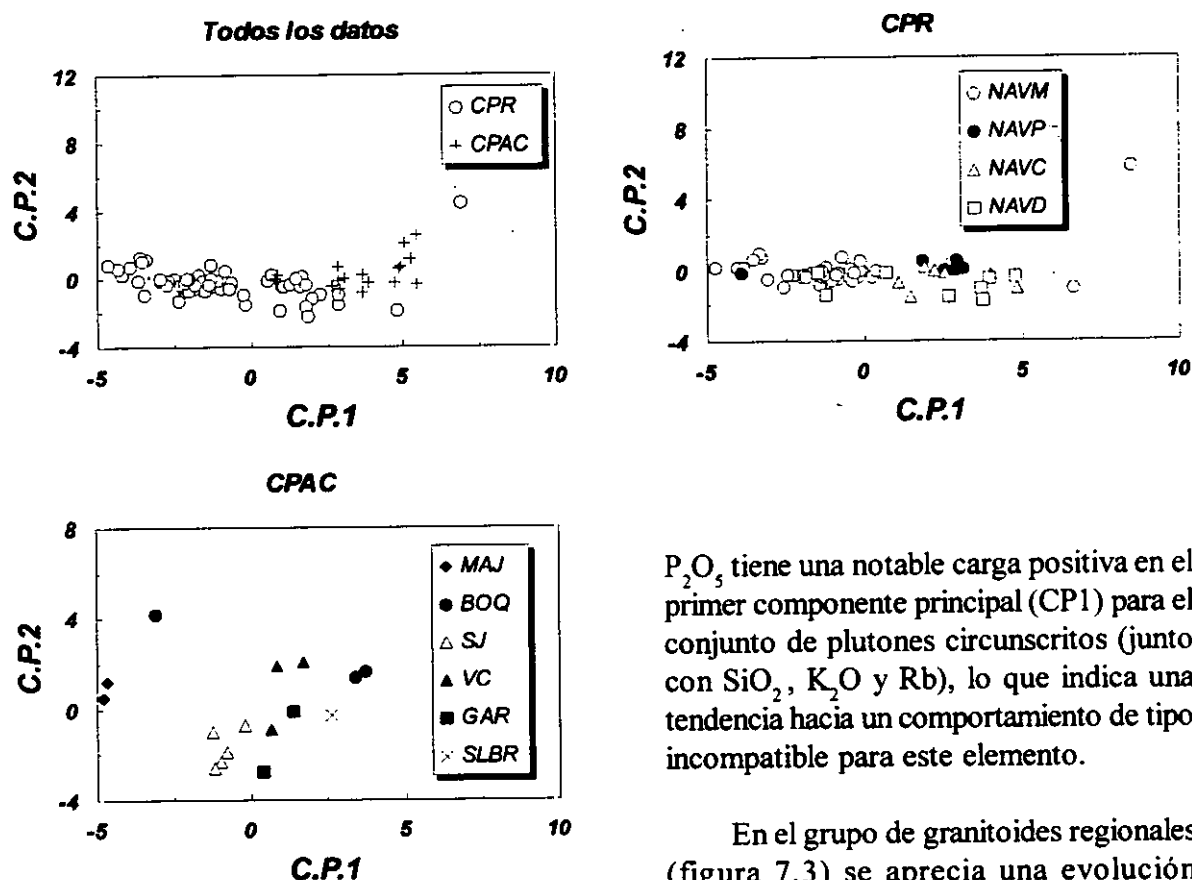


Figura 7.3: Relación entre los dos primeros componentes principales.

P_2O_5 tiene una notable carga positiva en el primer componente principal (CP1) para el conjunto de plutones circunscritos (junto con SiO_2 , K_2O y Rb), lo que indica una tendencia hacia un comportamiento de tipo incompatible para este elemento.

En el grupo de granitoides regionales (figura 7.3) se aprecia una evolución continua en las cuatro litologías que lo componen, desde los términos menos diferenciados (facies común de Navalosa), pasando por términos intermedios (facies porfídica de Navalosa) hasta los granitoides más evolucionados (plutones de

Navacepedilla y Navadijos). Este hecho permite afirmar que el proceso evolutivo experimentado por los granitoides regionales es el mismo en las cuatro facies, representando cada una de ellas diversas etapas en la diferenciación de un único magma parental (o de magmas parentales muy semejantes composicionalmente).

En cuanto al conjunto de plutones circunscritos (figura 7.3), el estudio mediante componentes principales revela su gran diversidad, causada por una cierta variabilidad en los parámetros que controlan los mecanismos petrogenéticos responsables de su evolución. Las pautas de los diferentes plutones se entrecruzan, a pesar de lo cual puede establecerse un orden en función de grado de diferenciación creciente: Majadillas, San Juan, Garganta, Venero Claro, El Salobral y Los Boquerones.

7.3 ASPECTOS PETROGENETICOS DE LA GEOQUIMICA DE ELEMENTOS MENORES Y TRAZAS

7.3.1 ESPECTROS MULTIELEMENTALES DE ELEMENTOS TRAZA

Con el objeto de poder comparar las diferentes litologías con otros granitoides, los datos de elementos traza han sido normalizados al granito de dorsal oceánica (*ocean ridge granite* u O.R.G.) propuesto por Pearce *et al.* (1984). También se ha empleado otro método de normalización, comúnmente utilizado pero más alejado de composiciones graníticas, como es el sugerido por Thompson *et al.* (1984), basado en material condritico. Los valores de ambas litologías figuran en la tabla 7.4. En la discusión siguiente, cuando se hable de contenidos en un determinado elemento traza, debe entenderse como los valores resultantes de dichas normalizaciones.

En general, es de destacar la gran similitud de todos los granitoides de Gredos oriental (ver figuras 7.4 y 7.5), salvo el de San Martín, con los espectros de granitoides sin- y

postcolisionales. Son notables los enriquecimientos en K₂O, Rb, Ba, Th y Ta y los empobrecimientos en Hf, Zr, Y, ocasionalmente en Ce y Sm y, sobre todo, en Yb, si los comparamos con la composición del O.R.G..

Tabla 7.4: Factores de normalización empleados en los diagramas multielementales de elementos traza.

Autores Litología	Pearce <i>et al.</i> , 1984	Thompson <i>et al.</i> , 1984
	O.R.G.	Condrita
K ₂ O (%)	0.4	
Rb (p.p.m.)	4.0	0.350
Ba (p.p.m.)	50.0	6.900
Th (p.p.m.)	0.8	0.042
Ta (p.p.m.)	0.7	0.020
Nb (p.p.m.)	10.0	0.350
Ce (p.p.m.)	35.0	0.865
Hf (p.p.m.)	9.0	0.200
Zr (p.p.m.)	340.0	6.840
Sm (p.p.m.)	9.0	0.203
Y (p.p.m.)	70.0	2.000
Yb (p.p.m.)	80.0	0.220
K (p.p.m.)		120.000
La (p.p.m.)		0.328
Sr (p.p.m.)		11.800
Nd (p.p.m.)		0.630
P (p.p.m.)		46.000
Ti (p.p.m.)		620.000
Tb (p.p.m.)		0.052
Tm (p.p.m.)		0.034

La mayoría presentan características que denotan un predominio de componentes crustales en la fuente, como son el enriquecimiento en Rb y Th frente a Ta y Nb y las anomalías positivas en Ce y Sm. No obstante, los espectros de Venero Claro, El Salobral, Los Boquero- nes y San Martín carecen de la marcada ano-

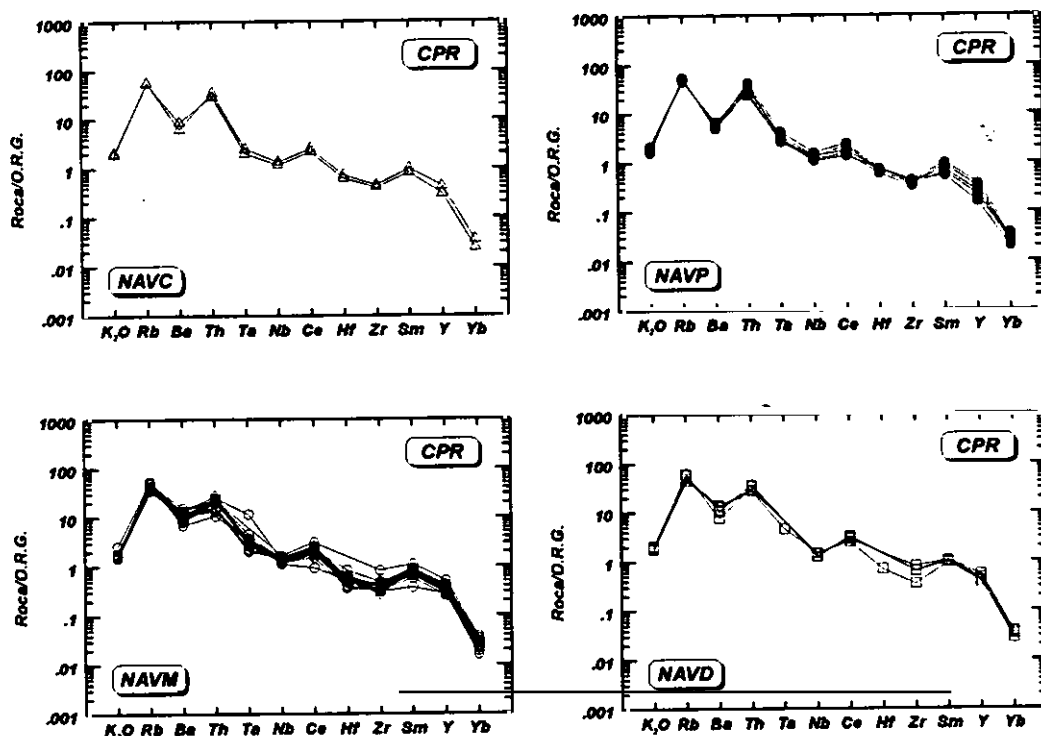


Figura 7.4: Espectros normalizados al O.R.G. de los granitoides del complejo plutónico regional.

malía positiva en Ce, siendo muy suave en Venero Claro y El Salobral e incluso negativa en Los Boquerones y San Martín. Como estos granitoides no parecen tener un mayor componente mantélico que el resto, el empobrecimiento en Ce debe responder a otras causas, como puede ser la fraccionación de minerales que incorporan dicho elemento en su estructura (apatito y monacita). El plutón de San Martín, que carece de estas fases, es el que mayor empobrecimiento en Ce presenta.

Entrando en detalle, y sin considerar al plutón de San Martín, podemos establecer, dentro del parecido existente entre los diversos granitoides, varios subtipos, asimilables todos ellos a granitoides colisionales.

En principio, las relaciones entre Th-Ta-Nb y entre Ce-Nb nos permiten apreciar que el complejo regional tiene valores de Ce claramente superiores a los de Nb y anomalía negativa de Ta frente a Th y Nb. El conjunto de plutones circunscritos presenta valores de Ce similares o inferiores a Nb y sin anomalía negativa de Ta. No obstante, las diferencias entre ambos subtipos son mínimas, por lo que puede suponerse un único protolito para los dos grupos de granitoides. El plutón de Garganta muestra aspectos transicionales entre los dos subtipos.

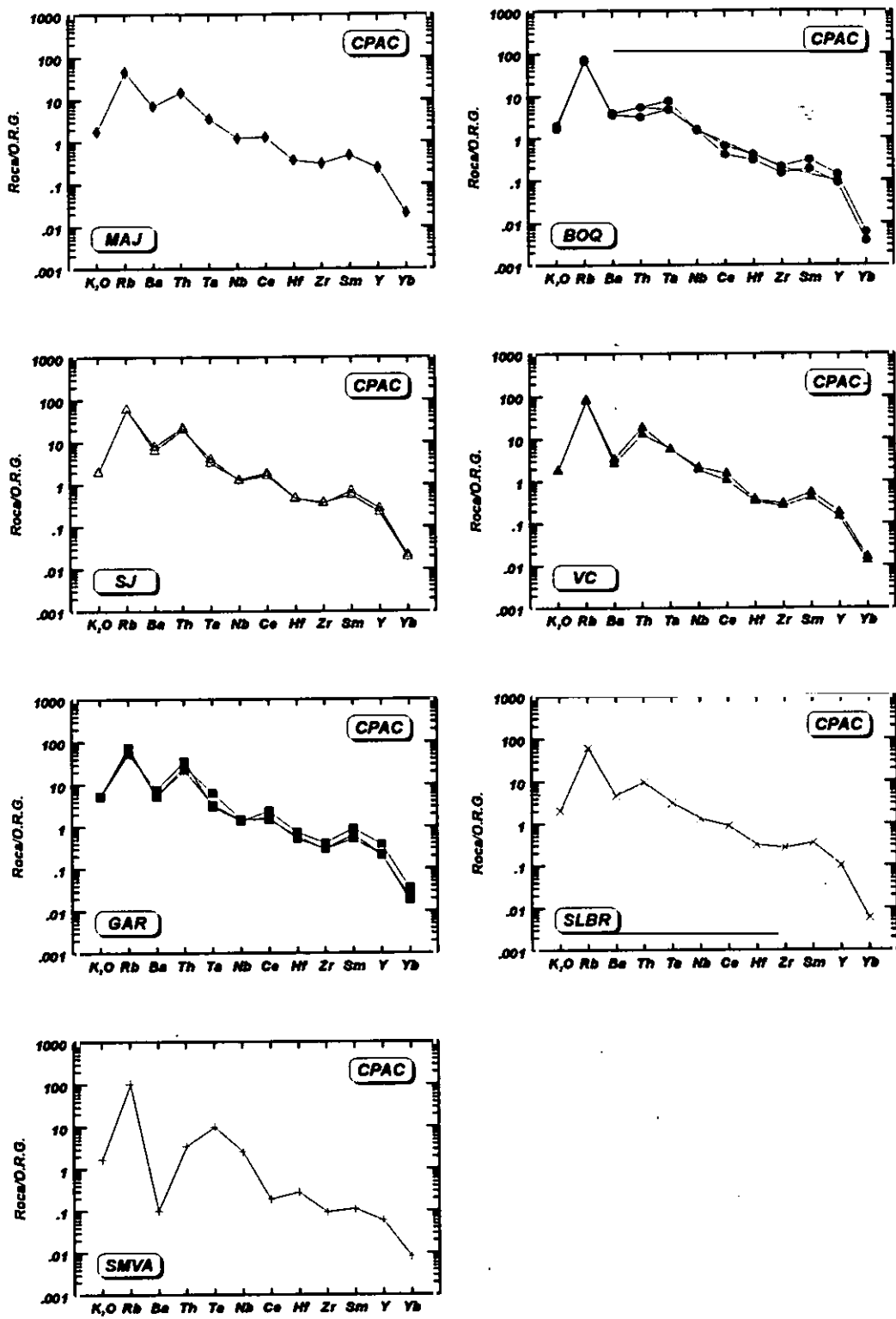


Figura 7.5: Espectros normalizados al O.R.G. de los granitoides del conjunto de plutones circunscritos.

Dentro del subtipo regional, son prácticamente idénticos entre sí los espectros de Navacepedilla y Navalosa porfídico, caracterizados por una acusada anomalía negativa en Ba, frente a Navalosa común y Navadijos, en los que esa anomalía es más moderada.

En el subtipo circunscrito, las diferencias las marca el contenido relativo en Ce y Nb. Así, los plutones de Majadillas y San Juan muestran contenidos en Ce ligeramente superiores a Nb, lo que les hace asemejarse parcialmente al subtipo regional, mientras que Venero Claro, El Salobral y Los Boquerones tienen relaciones del tipo $Ce < Nb$. De entre estos últimos, el plutón de Los Boquerones presenta una serie de características distintivas como son anomalía negativa en Ce, positiva en Ta y un mayor empobrecimiento en Zr, Sm, Y e Yb que en el resto de granitoides.

Por último, el granitoide de San Martín tiene un espectro claramente diferenciable del resto por sus fuertes anomalías negativas y empobrecimientos respecto al O.R.G. en Ba y Ce, anomalía positiva en Hf y contenidos en Th inferiores a los de Ta. Estos dos últimos aspectos, aunque más acusados en este granitoide, también están presentes en el plutón de Los Boquerones, que como hemos visto tiene características que lo diferencian del subtipo circunscrito.

En resumen, dentro del carácter general de granitoides colisionales con importante participación crustal en su área fuente, se pueden diferenciar dos tipos de espectros composicionales en el área. El primero da lugar a los granitoides regionales y a la mayor parte del conjunto circunscrito, que pueden así considerarse como una serie derivada por fraccionación de un único magma con una leve variación composicional inicial (CPR) o también, dado el gran volumen que representan todos estos plutones, de un conjunto de magmas formados a partir de protolitos similares. El CPAC puede proceder del mismo tipo de protolito, pero en su diferenciación los parámetros que controlan la evolución no se han mantenido constantes. El segundo tipo tiene como único representante al plutón de San Martín, que reafirma así su carácter peculiar. El plutón de Los Boquerones muestra características intermedias entre los dos tipos de espectros.

Es notable el parecido de estos espectros, exceptuando los de Los Boquerones y San Martín, con el conjunto granítico de Gredos estudiado por Moreno-Ventas, 1991 (ver figura 7.6), con la salvedad de que en Gredos oriental el Nb suele mostrar una clara anomalía negativa, sólo presente en algunas muestras de EMG y GEM anfib de Moreno-Ventas (*op. cit.*). Respecto a los granitoides de Guadarrama (Casillas, 1989), los espectros de Gredos oriental muestran las mismas características de enriquecimiento sistemático en Rb, Th, Ce y Sm y anomalías negativas en Ba, Nb, Zr e Yb presentes en las asociaciones de Hoyo de Pinares y Navas del Marqués, si exceptuamos sus variedades más ácidas.

Los espectros del complejo regional presentan claras similitudes con las migmatitas mesocráticas y pelíticas y con la granodiorita subautóctona del complejo anatético de la Peña Negra (Pereira, 1992), materiales cuyo protolito debió ser similar al del CPR. Los granitoides

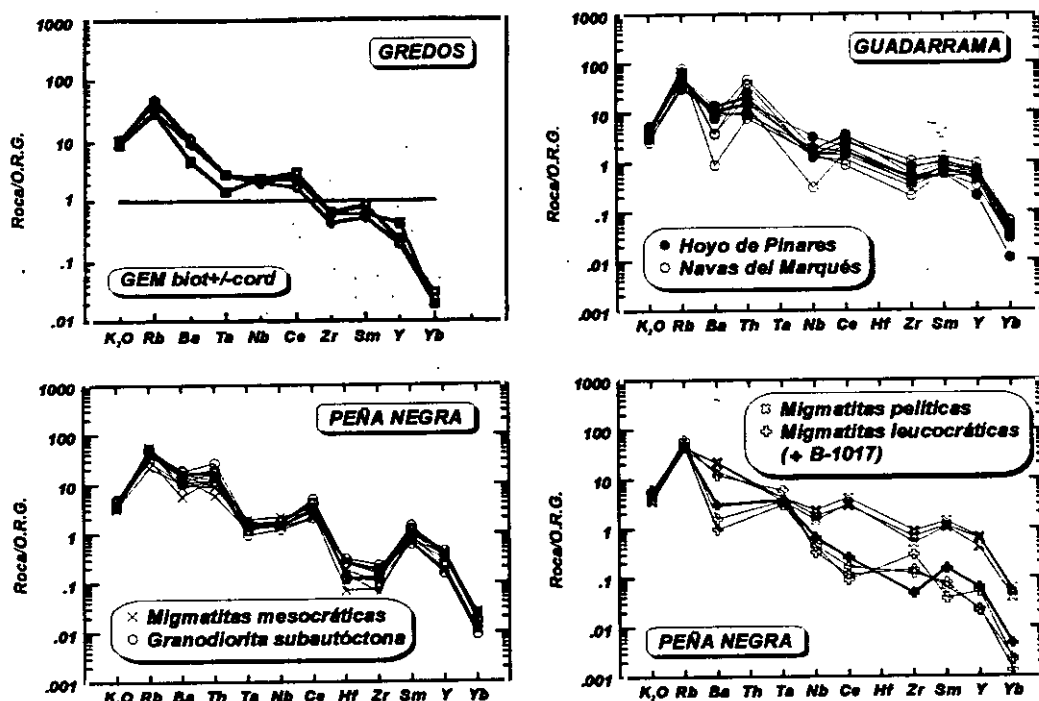


Figura 7.6: Espectros normalizados al O.R.G. de otras litologías cercanas.

del conjunto circunscrito tienen afinidades con algunas facies de leucogranitos cordieríticos de la Peña Negra, mostrando el CPAC valores ligeramente superiores en Ta, Ce y Sm. Las pequeñas diferencias son explicables si tenemos en cuenta que los leucogranitos cordieríticos de la Peña Negra son fundidos anatéticos generados a baja tasa de fusión parcial y prácticamente autóctonos (Pereira, 1992), mientras que los granitoides del CPAC son variablemente alóctonos y han visto modificada su composición original como consecuencia de la diferenciación magmática experimentada desde su lugar de origen hasta el lugar definitivo de emplazamiento. No obstante, el protolito que da lugar a estos materiales debe tener una composición muy parecida al protolito correspondiente a los leucogranitos cordieríticos, que derivan de las migmatitas mesocráticas de la Peña Negra.

El plutón de Los Boquerones tiene una signature de elementos traza comparable con la de las migmatitas leucocráticas de la Peña Negra, en concreto con la muestra B-1017 (Pereira, 1992), materiales cuyo protolito podría ser muy similar al de Los Boquerones.

En cuanto al granitoide de San Martín, su composición no queda reflejada en ninguna de las litologías graníticas de Gredos o Guadarrama ni plutonometamórficas de la Peña Negra, salvo en el caso del plutón de Pedrobernardo, como se verá más adelante. Su acusado empobrecimiento en Ba sólo puede ser explicado por una extrema fraccionación de plagioclasa,

coherente con su composición modal en la cual el feldespato potásico alcanza un 56.5% (valores de la norma de Rittmann) a expensas de la plagioclasa (0%). Ese empobrecimiento debe estar también favorecido por unos bajos contenidos en Ba, posiblemente ya existentes en su protolito, y no ha podido ser exclusivamente adquirido en el curso de la evolución magmática, pues la composición de éste granitoide se diferencia netamente de la del resto de plutones, faltando los términos intermedios que una diferenciación continuada habría producido. La pequeña anomalía negativa de Zr puede ser indicativa, según Thompson *et al.* (1984) de fraccionación de circón (en este granitoide, la cantidad modal de circón es muy escasa).

La normalización de los granitoides de Gredos oriental siguiendo el esquema propuesto por Thompson *et al.* (1984), en el que el factor de referencia es el material condrítico fundamentalmente, desdibuja las pequeñas diferencias entre los subtipos regional y circunscrito que habían sido puestas de relieve mediante la normalización a composiciones graníticas (O.R.G.). Como características generales de los patrones normalizados a la condrita (ver figuras 7.7 y 7.8) pueden citarse las marcadas anomalías negativas en Sr y Ti y, en la mayoría de los granitoides, en P_2O_5 y Zr, indicativas del papel jugado por plagioclasa, óxidos de Fe-Ti, apatito y circón respectivamente durante el curso de la evolución magmática.

La mitad izquierda de los espectros (desde Ba hasta Ta), así como el alto contenido en Ba, Rb y K, es compatible con una elevada participación de materiales corticales en su origen. Esta característica no está presente en el plutón de Los Boquerones, debido al empobrecimiento en Th en relación al resto de granitoides de Gredos oriental, que realza las anomalías positivas de Rb y K.

Las relaciones entre La y Ta y de Th frente a Rb y K son variables de unos plutones a otros e incluso dentro de los mismos (por ejemplo en los granitoides del CPR), debido a la dispersión de valores en Rb, K y Ta que puede haber sido causada por procesos de alteración postmagmática.

Una vez más, el granitoide de San Martín muestra un espectro radicalmente diferente al del resto de plutones, con la excepción de una serie de rasgos compartidos con el plutón de Los Boquerones, como son los contenidos bajos y similares en Th y Nb y la fuerte anomalía positiva en P_2O_5 . El granitoide de San Martín es el que menores contenidos presenta en Ba, L.R.E.E. (La y Ce), Sr, M.R.E.E. (Sm), Ti y H.R.E.E. (Tb e Y), acorde con su extremo grado de fraccionación.

Las características anómalas que muestran los granitoides de Los Boquerones y San Martín sugieren que en sus magmas parentales la solubilidad de apatito es lo suficientemente elevada como para que su comportamiento durante la diferenciación se ajuste al modelo propuesto por Bea *et al.* (1992, 1994) para granitoides peraluminicos perfosfóricos de tipo Pedrobernardo. En este tipo de plutones, las facies más diferenciadas presentan un exceso de P_2O_5 sobre el CaO requerido para formar apatito, lo que provoca que el fósforo se comporte

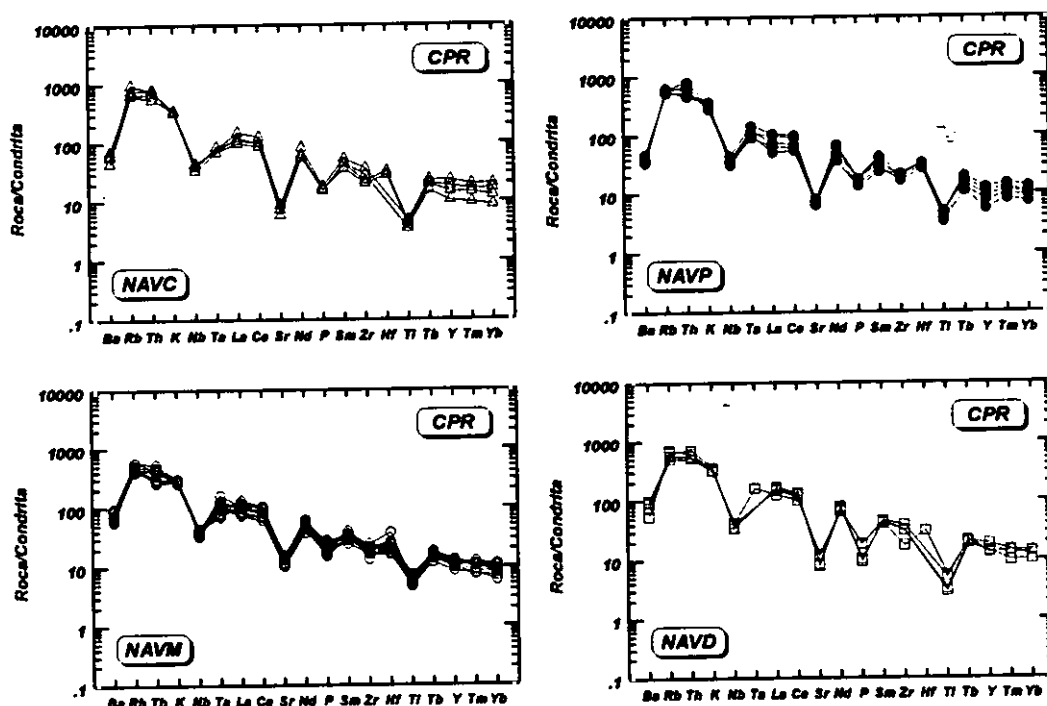


Figura 7.7: Espectros normalizados a la condrita de los granitoides del complejo plutónico regional.

como un elemento incompatible y se concentre bien en fosfatos raros (no detectados con microscopía de luz transmitida en Los Boquerones ni en San Martín) o bien en feldespatos. El caso extremo de diferenciación de estos granitoides, ejemplificado por las facies aplíticas del plutón de Pedrobernardo (ver figuras 7.8 y 7.12), es equiparable al granitoide de San Martín, por el alto grado de empobrecimiento en R.E.E., Y y Th, mientras que el plutón de Los Boquerones supone un estadio algo menos avanzado dentro de este mismo tipo de pautas. En ambos casos, todo apunta a que estos dos plutones representan etapas relativamente evolucionadas de magmas generados anatóticamente a baja tasa de fusión parcial, al igual que se ha propuesto para el plutón de Pedrobernardo. El protolito de estos dos granitoides debe de guardar más semejanzas con el del complejo anatótico vecino que el resto de plutones de Gredos oriental.

7.3.2 COMPORTAMIENTO DE LAS TIERRAS RARAS (R.E.E.)

A grandes rasgos, todos los granitoides de Gredos oriental salvo el de San Martín presentan espectros (normalizados a la condrita de Nakamura, 1974) muy semejantes, con escasa fraccionación de L.R.E.E. frente a H.R.E.E. (La_n/Yb_n entre 6 y 17), fraccionación de L.R.E.E. ligeramente mayor que la de H.R.E.E. (La_n/Sm_n entre 2.2 y 3.7 y Gd_n/Yb_n entre 1.4

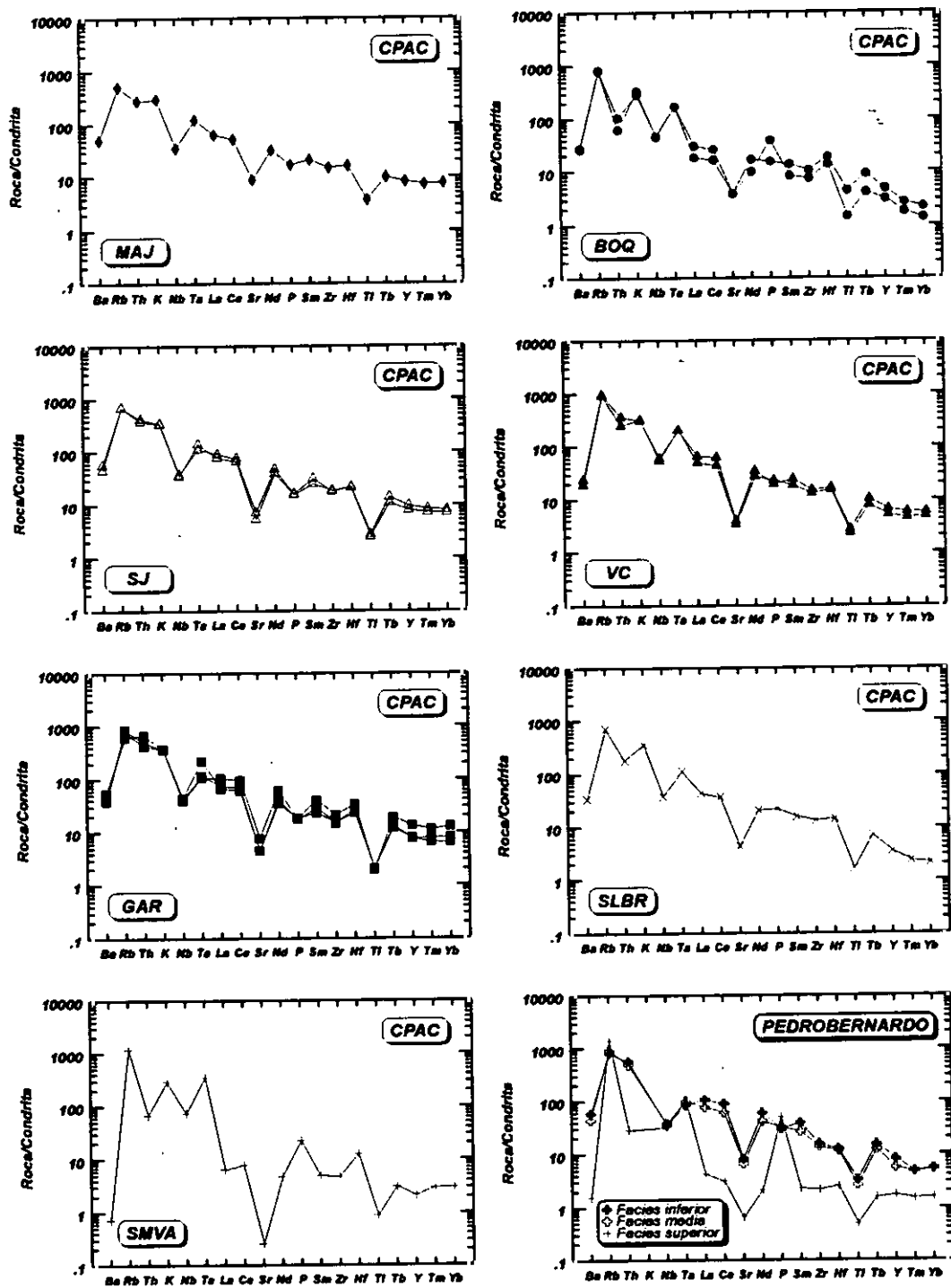


Figura 7.8: Espectros normalizados a la condrita de los granitoides del conjunto de plutones circunscritos y del plutón de Pedrobernardo.

y 3.2) y anomalía negativa de europio variable entre 0.24 y 0.72, con una tendencia general a aumentar en los granitoides más evolucionados (ver figura 7.9).

Los valores de fraccionación (La_n/Yb_n , La_n/Sm_n y Gd_n/Yb_n) también disminuyen en líneas generales con la acidez de la roca, pero su comportamiento es tan variable como el de la suma de tierras raras.

Considerando cada plutón por separado (ver figuras 7.10 y 7.11), y exceptuando los granitoides de Los Boquerones y San Martín, no se observan diferencias notorias entre ellos salvo en la anomalía negativa de Eu, muy leve en Navalosa común y Majadillas y de moderada a intermedia en el resto de plutones. En el CPR, los granitoides porfídicos (Navalosa porfídico, Navacepedilla y Navadijos) presentan por lo general valores mayores de anomalía negativa de europio y menores de fraccionación de tierras raras frente a los no porfídicos, diferencia que debe de estar condicionada por variaciones en el grado de fraccionación de feldespatos.

El plutón de Los Boquerones se diferencia del conjunto granítico por su mayor grado de fraccionación de H.R.E.E., al ser el que presenta los menores contenidos en Yb. El granitoide de San Martín tiene un espectro netamente diferente, con la mayor anomalía negativa de europio ($Eu_n/Eu_n^* = 0.07$) y los menores valores de fraccionación de R.E.E., L.R.E.E. y H.R.E.E., además de mostrar un contenido global en tierras raras bajo (16.74 p.p.m.). Su magma parental debe de estar altamente empobrecido en estos elementos, rasgo compartido por el plutón de Los Boquerones (entre 34.26 y 56.4 p.p.m.), lo cual contrasta con los valores medios del resto de plutones del área (168.94 p.p.m. de media, con un rango de variación entre 71.59 y 264.13 p.p.m.). El mayor grado de fraccionamiento de tierras raras de Los Boquerones respecto a San Martín se debe a que aquél ha sufrido procesos de diferenciación ígnea que provocan que su espectro converja con los de los demás plutones, mientras que el granitoide de San Martín no ha visto esencialmente modificada su composición original. En ambos casos, el protolito podría estar formado por materiales semejantes a los que experimentaron procesos anatécicos en la Peña Negra, pues las migmatitas mesocráticas de este sector son capaces de segregar fundidos peraluminicos perfosfóricos (Bea *et al.*, 1994) con la misma signatura en elementos traza y tierras raras que la de los dos plutones mencionados (ver figuras 7.8, 7.11 y 7.12).

Los contenidos en R.E.E. de los plutones de Gredos oriental son muy similares a los del resto de granitoides tardihercínicos regionales del Sistema Central, estando caracterizados por una escasa fraccionación de L.R.E.E. respecto a H.R.E.E. y por una anomalía negativa de Eu variable. En concreto, poseen las mismas características en sus espectros que los granitoides con enclaves microgranulares de Gredos, los granitoides de Guadarrama occidental, las migmatitas mesocráticas y la granodiorita subautóctona de la Peña Negra o los granitos biotítico-moscovíticos de Pedrobernardo (figura 7.12). En ningún caso se llegan a alcanzar espectros de tierras raras tan empobrecidos como los de algunos granitoides félsicos de tipo Pedriza o similares (Pérez-Soba, 1992; Casillas *et al.*, 1991 b), ligados a series de tipo alúmino-cafélicas (Casillas, 1989) o a tipos PI según la nomenclatura de Villaseca *et al.* (en prensa).

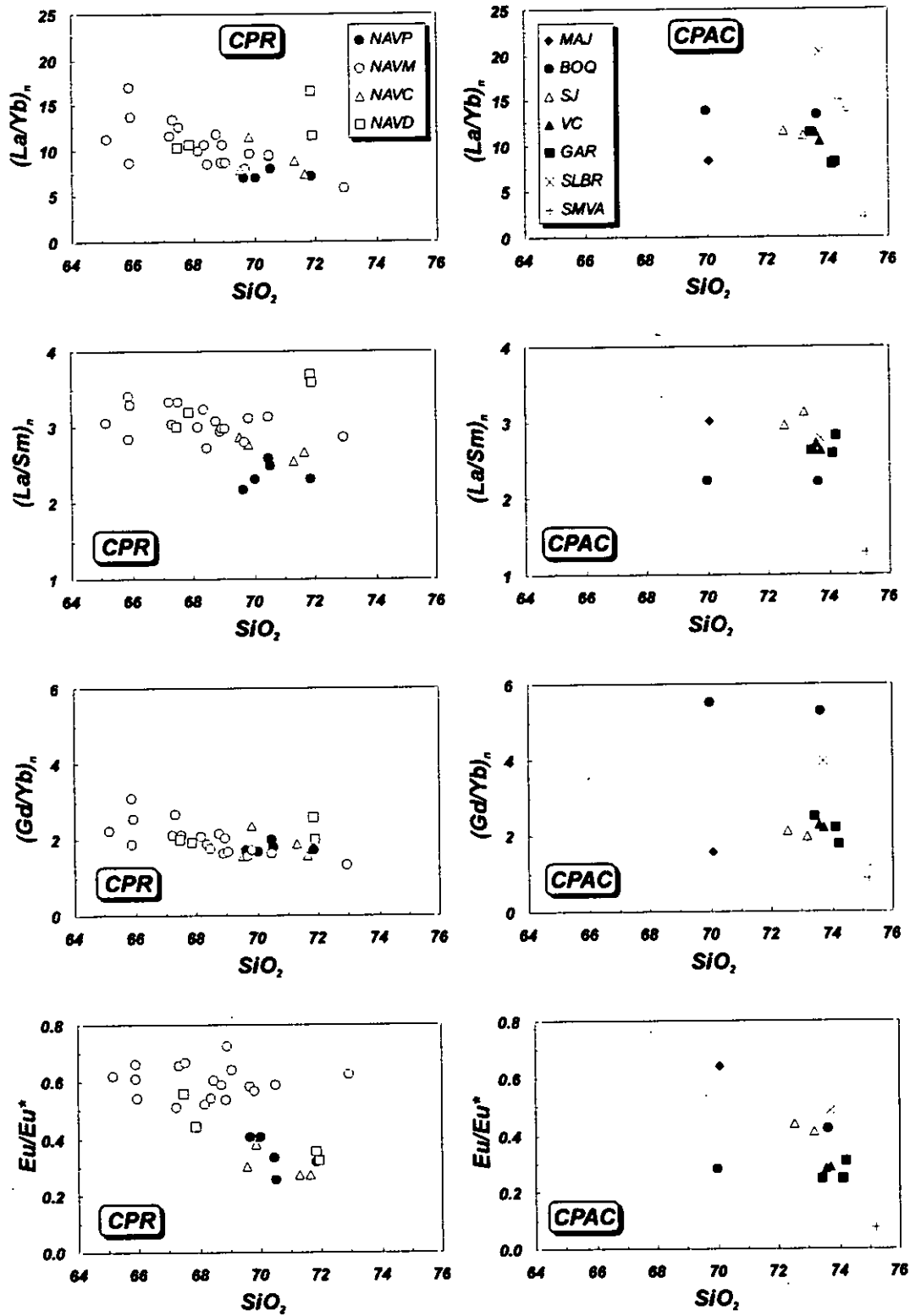


Figura 7.9: Diagramas de variación respecto a SiO_2 de parámetros normalizados a la condrita.

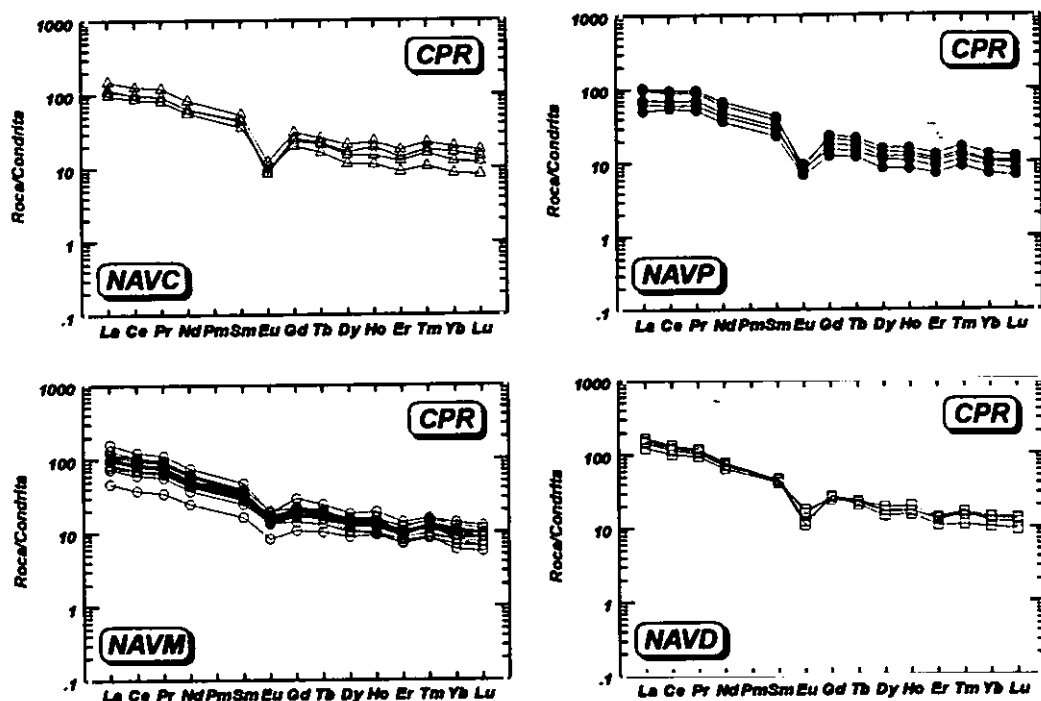


Figura 7.10: Espectros de tierras raras normalizados a la condrita de los granitoides del complejo plutónico regional.

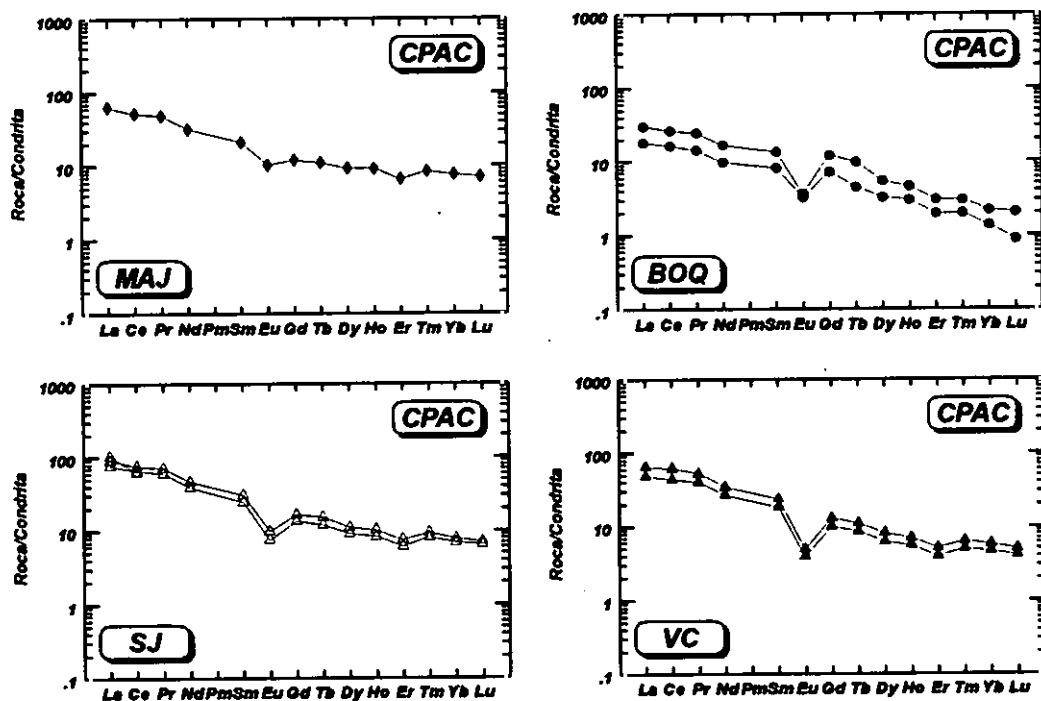


Figura 7.11: Espectros de tierras raras normalizados a la condrita de los granitoides del conjunto de plutones circunscritos.

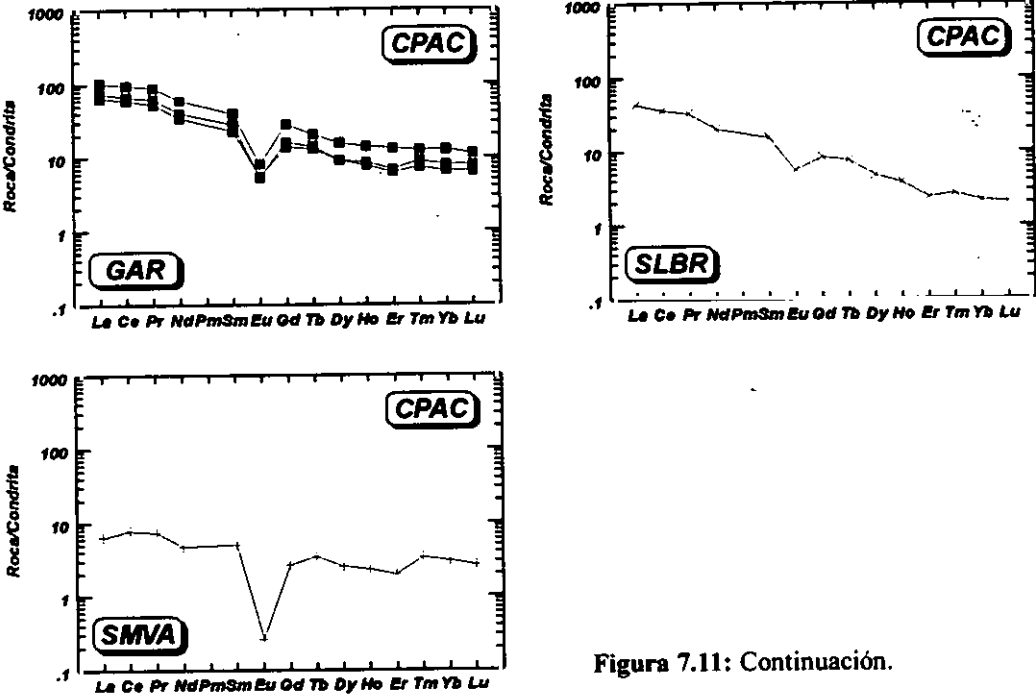


Figura 7.11: Continuación.

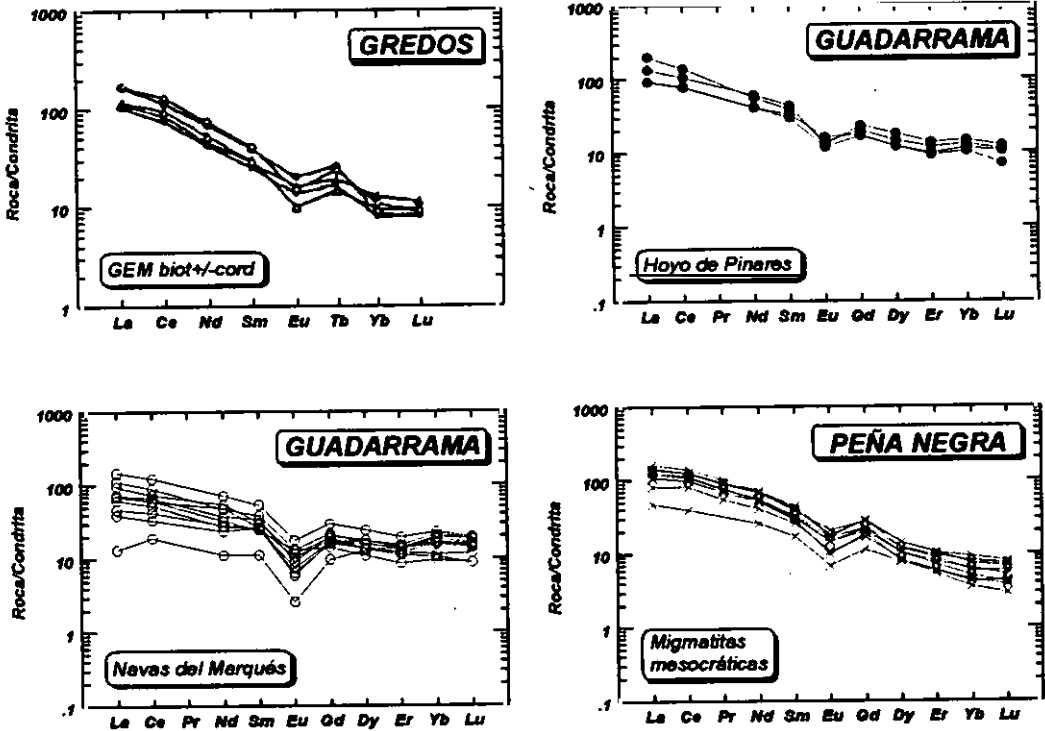


Figura 7.12: Espectros de tierras raras normalizados a la condrita de otras litologías de áreas cercanas.

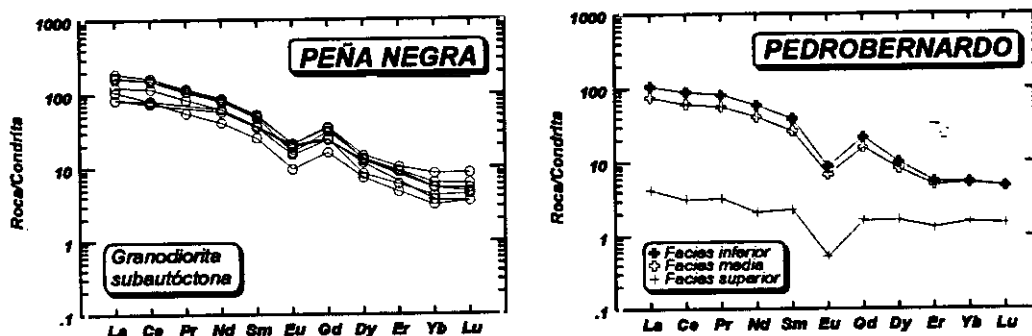


Figura 7.12: Continuación.

7.4 IDENTIFICACION DE LOS PROCESOS PETROGENETICOS

Como punto de partida en la determinación de los mecanismos evolutivos que han podido intervenir en la diversificación del conjunto granítico de Gredos oriental, es necesario tener en cuenta al tiempo una serie de datos de procedencias diversas. Dada la gran similitud que presentan en general los diversos plutones estudiados, las observaciones realizadas hasta el momento sobre el comportamiento de los elementos mayores, menores y trazas en diagramas de variación no permiten vislumbrar por sí solas la solución al problema. Igualmente, y por lo que respecta a análisis isotópicos, la escasez de éstos (solamente se dispone de determinaciones en el sistema Rb-Sr y no de todos los plutones) coarta el establecimiento de hipótesis sólidamente fundamentadas. Por ello, se ha optado por emplear este tipo de datos, hasta donde sea posible, en la construcción de una serie de consideraciones de partida, que serán refinadas mediante el estudio de las relaciones entre elementos menores y trazas.

7.4.1 CONSIDERACIONES INICIALES. APORTACION DE LA GEOQUIMICA ISOTOPICA DE SR

Las relaciones isotópicas iniciales de Sr, tanto de los plutones analizados para el presente trabajo (Hoyos del Espino, Navalosa común y porfídico, Navadijos y Los Boquerones) como de otros de áreas próximas, han sido calculadas para una edad de 305 m.a., que es la obtenida para el granitoide regional de Gredos oriental, la facies común del plutón de Navalosa (ver tabla 7.5). Por lo que se refiere a los granitoides del área de estudio, y en base a sus composiciones isotópicas iniciales de Sr, se trata de plutones cuyo protolito debe ser de naturaleza cortical, pues se proyectan en campos bastante alejados del sector de rocas con composición mantélica (ver figura 7.13, modificada de Faure, 1986, pág. 163). Ello no excluye la existencia de aportes de material basicortical o mantélico en la génesis de estos granitoides, pero sí permite afirmar que su participación, si la hubiera, habría tenido lugar en muy baja

Tabla 7.5: Relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr calculadas para 305 m.a.

LOCALIZACION	PLUTON	MUESTRA	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₃₀₅	AUTOR
Este trabajo	Hoyos del Espino	B-20	0.70930771	I.T.G.E., d
		B-23	0.71018192	
		B-62	0.70889589	
		B-178	0.70877981	
		B-709	0.70863536	
		B-710	0.71058012	
		B-711	0.70899832	
	Navalosa común	B-713	0.70854832	
		B-716	0.70867463	
		B-718	0.70826038	
		B-719	0.70829615	
		B-55	0.70834887	
		B-86	0.70829573	
		B-159	0.70865399	
	Navalosa porfídico	555.333	0.70785470	I.T.G.E., d
		555.334	0.70823479	
		555.335	0.70954149	Herreros <i>et al.</i> , 1993
		555.336	0.70791049	
		555.348	0.70840664	
		555.328	0.70859440	
	Navadijos	555.349	0.70809596	I.T.G.E., d
		REG	0.70705639	
	Los Boquerones	B-6	0.71431363	I.T.G.E., d
		B-24	0.71496345	
		B-25	0.71566231	
		B-27	0.71401855	
		B-31	0.71656285	
		B-46	0.71685169	
Peña Negra	Ortogneis Almohalla	1	0.70795848	Pereira <i>et al.</i> , 1992
		2	0.70921896	
		3	0.70927326	
	Migm. mesocrática	Facies común	0.71296870	
		Facies común	0.71283398	
Gredos	RBAS	Facies pelítica	0.72090176	Moreno-Ventas, 1991
		M593	0.70515921	
		M661A	0.70551043	
		M665	0.70587770	
		M670	0.70668758	
		M683A	0.70266805	
	EMG	M794	0.70629021	
		M36	0.70906678	
		M566A	0.70749593	
		M572A	0.70977233	
		M575	0.70714217	
		M601A	0.70410828	
	GEM anf	M330	0.70715380	

Tabla 7.5: Continuación.

LOCALIZACION	PLUTON	MUESTRA	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₃₀₅	AUTOR
Gredos	GEM anf	M424	0.70660097	Moreno-Ventas, 1991
		M655A	0.70698986	
		M660A	0.70651879	
		M799	0.70497500	
		M577A	0.70643880	
	GEM biot	M35	0.71267418	
		M123	0.71201087	
		M175	0.71253921	
		M566D	0.69724850	
		M580	0.70696026	
		M583C	0.70932095	
	GEM biot + cord	M47	0.71012418	
		M783	0.71020236	
		M789	0.71060247	
	DC	M698A	0.70636866	
		M706B	0.70854777	
		M709	0.70703886	
		M727A	0.70654028	
	LGP	M750	0.70903028	
		M771	0.69404680	

proporción. De hecho, la frecuente existencia de enclaves microgranudos en los granitoides de Gredos oriental es prueba de un cierto grado de hibridación con materiales básicos, pero volumétricamente son minoritarios con respecto al conjunto granítico regional. Moreno-Ventas (1991) y Moreno-Ventas *et al.* (1995) también asignan a los granitoides de Gredos un origen anatécico cortical, estimando en menos de un 20% la participación mantélica en los granitoides más abundantes (GEM biot).

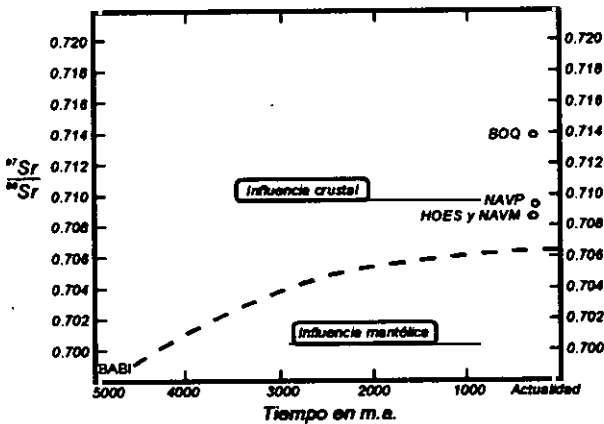


Figura 7.13: Relación entre edad y (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{inc}. Figura modificada de Faure (1986).

En cuanto a los mecanismos evolutivos que han intervenido en la diferenciación del conjunto granítico de Gredos oriental, los isótopos de Sr nos permiten, siguiendo las ecuaciones desarrolladas en Faure (1986), establecer una serie de restricciones de partida.

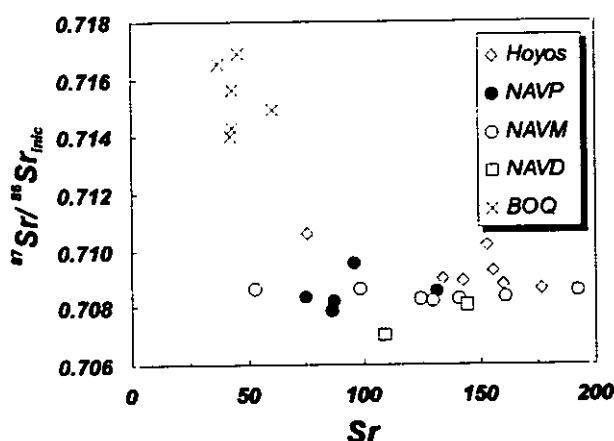


Figura 7.14: Diagrama Sr vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inic}}$.

Enfrentando la relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inic}}$ con el contenido en Sr, la ecuación obtenida, en el caso de que los datos se ajusten a un proceso de mezcla simple entre dos componentes, será la de una hipérbola, equivalente a una recta en el diagrama $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{inic}}$ vs. $1/\text{Sr}$. Los puntos extremos de esa curva son los polos cuya hibridación, en proporciones variables, produce una serie de términos intermedios. Como se aprecia en la figura 7.14, ninguno de los plutones analizados en el presente estudio muestra ajuste hiperbólico, por lo que, a falta de datos de otros sistemas isotópicos (como Nd) que

permitan precisar más claramente la situación, puede afirmarse que los procesos de mezcla de magmas no han debido jugar un papel importante en la evolución de los granitoides de Gredos oriental. En este mismo diagrama se observa una cierta homogeneidad isotópica en valores de Sr entre las facies de Navalosa común, porfídico y Navadijos, de cuyo valor medio próximo a 0.7082 se alejan otros grupos graníticos (Hoyos del Espino y Los Boquerones).

7.4.2 CONTRIBUCION DEL ESTUDIO DE LA VARIACION ELEMENTAL

Ya se mencionó previamente que tanto los granitoides del CPR como los del CPAC definen en los diagramas de variación un tipo evolutivo continuo respecto a SiO_2 , con una disminución prácticamente constante en sus contenidos en TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO y P_2O_5 a medida que aumenta el grado de evolución, mientras que el Na_2O desciende ligeramente y el K_2O tiende a aumentar también levemente. No obstante, las pautas definidas por las muestras presentan una dispersión tal que no es posible determinar cuál es el tipo de mecanismo petrogenético que rige su diferenciación. Esta tendencia se acentúa para valores de SiO_2 superiores al 71%, reflejando quizás un aumento de la presión de volátiles en el sistema, que introduce una complejidad añadida en los términos más evolucionados.

Tan sólo en dos casos, uno perteneciente al CPR y otro al CPAC, puede precisarse algo más. El primero lo constituyen los términos ácidos (con contenidos superiores al 71% de SiO_2) del plutón de Navadijos. En ellos se observa un incremento respecto a la pauta general en TiO_2 , FeO , MgO y P_2O_5 , disminuyendo el K_2O . También el Rb presenta una conducta diferencial, comportándose en un principio como elemento incompatible y pasando en los términos más diferenciados a ser compatible. Estas tendencias podrían responder a cambios

en las condiciones de cristalización del magma. En las etapas iniciales de la cristalización fraccionada, se separarían del fundido apatito (empobrecimiento en P_2O_5 , CaO y Ap_{nom}), biotita (disminución en FeO_1 , MnO, MgO, TiO_2 y Bi_{nom}) y plagioclasa (descenso en CaO, Sr, Ba y $Plag_{nom}$), pero en los últimos momentos las fases que fraccionan pasan a ser plagioclasa más ácida acompañada por feldespato potásico (empobrecimientos en K_2O , Rb y Fk_{nom}), provocando un aumento de elementos ferromagnesianos en los líquidos residuales. Así, los granitoides más ácidos de este plutón presentan un contenido algo mayor en biotita e ilmenita que lo que les correspondería si siguiesen la línea evolutiva del CPR, pero modalmente es un incremento tan pequeño que sólo puede ser puesto de manifiesto mediante parámetros tales como los porcentajes normativos de biotita e ilmenita, y no mediante el estudio litológico o petrográfico. La disminución de Rb en los términos diferenciados del plutón de Navadijos es acorde con el dominio ejercido por el feldespato potásico, fase que reemplaza a la biotita en las últimas etapas de la cristalización fraccionada.

En el CPAC la mayoría de los plutones presentan un estrecho rango de variación en SiO_2 , por lo que resulta difícil determinar las tendencias evolutivas. Solamente en el plutón de Los Boquerones se aprecia el tipo de variación provocado por la diferenciación. Este plutón muestra disminuciones en TiO_2 , FeO_1 , MnO, MgO, CaO, Zr, Y y $\Sigma R.E.E.$. Estos cambios podrían deberse a cristalización fraccionada de plagioclasa, biotita e ilmenita (minerales que controlan el comportamiento de CaO, FeO_1 , TiO_2 , MnO y MgO). El empobrecimiento en Zr, Y y $\Sigma R.E.E.$ estaría condicionado por una separación en etapas tempranas de minerales accesorios con elevados coeficientes de reparto para estos elementos, fundamentalmente circón, monacita y apatito.

7.4.3 DETERMINACION DE LOS MECANISMOS DE EVOLUCION EN LOS GRANITOIDES DE GREDOS ORIENTAL

Con objeto de clarificar qué procesos han podido intervenir en la diversificación del conjunto granítico de Gredos oriental, se han empleado una serie de diagramas con elementos traza de comportamiento conocido durante la diferenciación magmática, según el procedimiento seguido por diversos autores (Cocherie, 1985; López Ruiz & Cebriá, 1990; Cuesta, 1991, entre otros). En la mayor parte de los gráficos se ha excluido al plutón de San Martín, por su carácter geoquímico netamente diferente al del conjunto granítico de Gredos oriental. El tratamiento realizado por separado para el CPR y para el CPAC se fundamenta en la similitud de características geológicas (petrografía, estructura, geoquímica y datos isotópicos de Sr) que presentan los plutones pertenecientes al conjunto regional. Una vez determinados los procesos responsables de la evolución, se han elaborado una serie de modelos numéricos para comprobar la validez del método gráfico.

7.4.3.1 Aproximación al modelo evolutivo

La variación de dos elementos fuertemente incompatibles en sistemas magmáticos sigue pautas rectas que pasan por el origen en el caso de que el proceso responsable de la diferenciación sea cristalización fraccionada o fusión parcial, y pautas rectas no alineadas con el origen si han actuado fenómenos de mezcla de magmas (ver López Ruiz & Cebriá, 1990). Como primera aproximación, se han seleccionado los dos elementos traza que muestran un carácter claramente incompatible en el conjunto plutónico de Gredos oriental, Rb y Tl. Puede apreciarse (ver figura 7.15) que en el CPR la recta ajustada no está alineada con el origen, lo que sugiere la existencia de hibridación. No obstante, otras posibilidades (comportamiento sólo moderadamente incompatible de alguno de los elementos traza o presencia en el residuo de minerales con alto coeficiente de reparto para uno de estos elementos) podrían explicar una correlación que no pasara por el origen (López Ruiz y Cebriá, *op.cit.*). Por el contrario, en el CPAC (excluyendo del conjunto al plutón de San Martín) los datos apoyan la actuación de

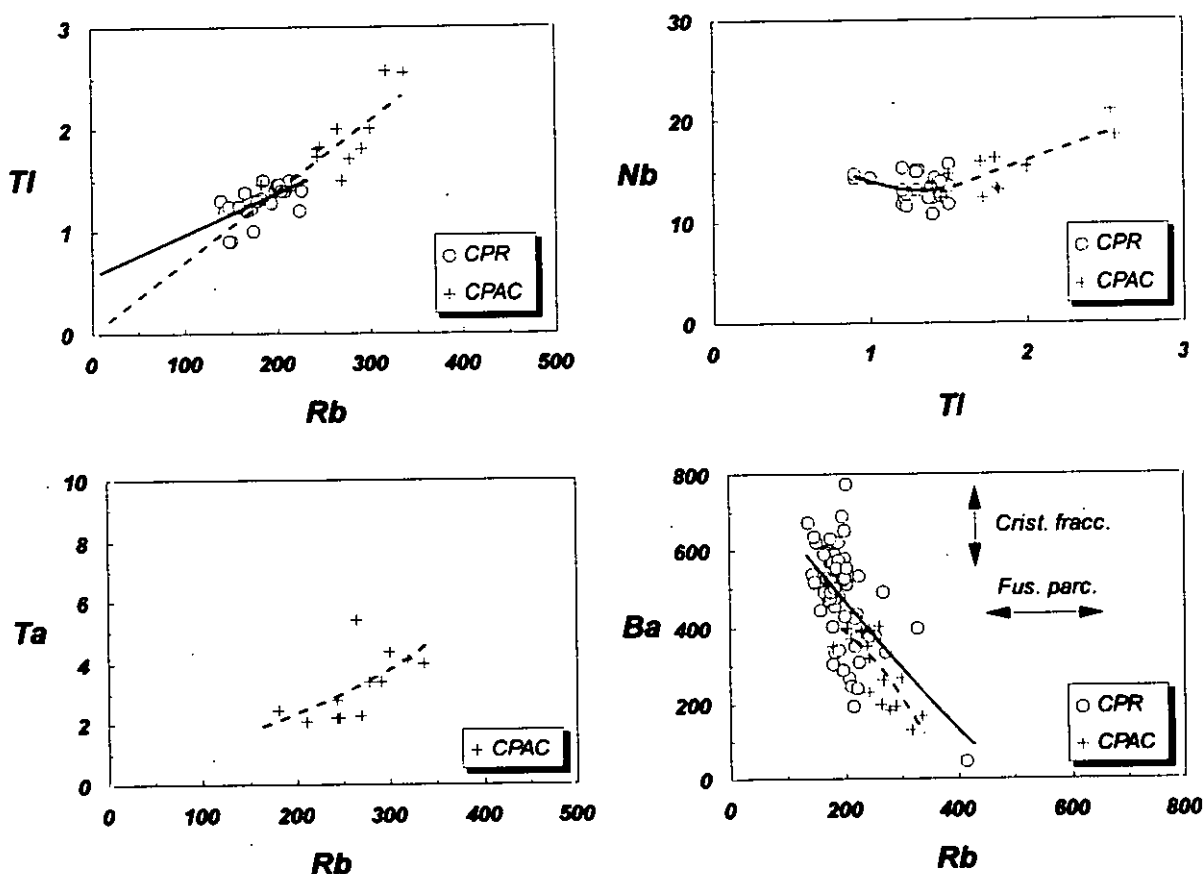


Figura 7.15: Diagramas de variación de Rb frente a Tl, Ta y Ba y de Tl frente a Nb.

procesos como cristalización fraccionada o fusión parcial, a pesar de la diversidad de los plutones que lo integran.

La misma conclusión se obtiene a partir de la evolución relativa de dos elementos incompatibles que no intervengan en grandes cantidades en la diferenciación, como pueden ser Tl y Nb (ver figura 7.15). La cristalización fraccionada, y también la fusión parcial, mantienen constante la relación entre ambos elementos siempre que en el residuo de fusión no intervengan fases ricas en ellos o que las fases que fraccionan no los contengan en grandes cantidades, dando lugar a pautas rectas. En el CPR la proyección de los datos no define tendencias lineales, quizás debido a que están representados múltiples sistemas plutónicos con procesos de cristalización independientes. En el CPAC el proceso aparentemente tiende a respetar la proporción Tl/Nb.

Para discernir en el CPAC cuál de estos dos procesos ha sido el fundamental, se han enfrentado un elemento fuertemente incompatible (Rb) con otro moderadamente incompatible (Ta). En el curso de la evolución magmática, si ésta es causada por fenómenos de fusión parcial los datos deben adoptar la forma de una hipérbola que parte del origen, mientras que la cristalización fraccionada produce pautas exponenciales que se aproximan a rectas (ver López Ruiz & Cebriá, 1990). A la vista de la figura 7.15, en la que el ajuste mostrado es de tipo exponencial y prácticamente lineal, podemos concluir que las pautas de variación observadas no serían debidas a diferentes grados de fusión parcial en los granitoides del CPAC. Tampoco ha habido una combinación de ambos mecanismos, pues en este caso los datos se ajustarían a curvas fuertemente cóncavas con pendiente mayor que 1.

No obstante, las conclusiones expuestas son sólo aproximaciones, dado que los datos, aunque sugieran la intervención de un determinado mecanismo en detrimento de otros, presentan siempre una dispersión considerable respecto a los modelos teóricos. Lo mismo ocurre si consideramos un elemento incompatible (Rb) respecto a otro compatible (Ba) (ver figura 7.15). Los procesos de cristalización fraccionada (ver López Ruiz & Cebriá, 1990), al contrario que los de fusión parcial, hacen que la mayor variación de los datos se produzca en el elemento compatible (Ba), manteniéndose más constante el elemento incompatible (Rb). Esto es lo que ocurre tanto en el CPR como en el CPAC, aunque a medida que aumenta la diferenciación (menores contenidos en Ba y mayores en Rb) la dispersión de los valores va incrementándose.

Siguiendo el modelo desarrollado por Cocherie (1985), el comportamiento de los elementos traza visualizado mediante diagramas bilogarítmicos puede aportar nuevos datos que resuelvan los modelos petrogenéticos involucrados. Para ello, se han seleccionado cuatro elementos variablemente compatibles (Ba, Sr, V y Co) por su clara tendencia hacia menores contenidos con el aumento de SiO_2 , y dos elementos incompatibles (Rb y Tl), cuyas concentraciones aumentan con la disminución en los primeros. De cualquier forma, el escaso margen de enriquecimiento de la serie granítica, tanto en Rb ($\sim x2$) como en Tl ($\sim x1.7$), hace muy especulativos los resultados que puedan obtenerse del uso de estos diagramas. Por tanto,

los siguientes comentarios deben entenderse, con la debida cautela, como aproximación a los procesos evolutivos.

Dentro del CPR (figura 7.16) puede observarse que la tendencia general viene definida por una curva cóncava hacia abajo, pauta típica de las series generadas por un proceso de mezcla. La dispersión en torno a la curva puede ser explicada por la existencia de más de dos polos en el proceso de hibridación o por la actuación de procesos de cristalización fraccionada sobre los líquidos intermedios resultantes de la mezcla, que contribuirían a producir pautas rectas de pendiente negativa que parten de los puntos de la curva de mezcla y se dirigen hacia zonas con mayor contenido en el elemento incompatible y menor en el compatible. No obstante, hay que hacer notar que tan sólo una muestra (555.306) es la responsable fundamental de que la tendencia sea cóncava. Dicha muestra (la que tiene los mayores contenidos en Rb y menores en Ba y Sr) es una bolsada de leucogranito en la facies común del plutón de Navalosa, y aunque litológicamente no presenta signos de alteración postmagmática, es posible que el contenido en elementos menores y trazas o bien pueda haber sido sensiblemente alterado con posterioridad a su emplazamiento o bien su origen como líquido residual por fraccionamiento cristalino simple de magmas de tipo Navalosa sea discutible. En cualquier caso, la posibilidad de fenómenos de cristalización fraccionada en el mayor plutón del área estudiada implica un escaso rango de variabilidad composicional en el mismo. De hecho, un grupo de muestras que pertenecen a la facies común del granitoide de Navalosa (555.355, 556.242, 556.262 y 556.267; diagramas Tl vs. Ba, Sr o V) tienen una tendencia evolutiva que podría estar regida por cristalización fraccionada, con una variación en elementos compatibles muy superior a la de los incompatibles, disponiéndose según una recta subvertical que parte de la curva general desde un valor de Tl de aproximadamente 1.5 p.p.m. y se dirige hacia zonas con mayores contenidos en Ba, Sr, V o Co.

Apartándose de la tendencia general, dentro del CPR pueden distinguirse, además del conjunto mencionado, otros grupos de muestras que no parecen estar gobernadas por el mismo mecanismo de evolución. En uno de ellos (muestras 555.410 y 530.043, pertenecientes al plutón de Navacepedilla; diagramas Rb vs. Ba, V y Co), aunque también actuarían fenómenos de mezcla de magmas, el polo félsico debería tener aproximadamente 350 p.p.m. de Rb y valores en Ba (400 p.p.m.), Sr (70 p.p.m.), V (25 p.p.m.) y Co (3.5 p.p.m.) netamente superiores a los que corresponderían al polo félsico de la tendencia general de mezcla (respectivamente 420, 50, 10, 1 y 1 p.p.m.).

Por último, alguna de las muestras de los granitoides de Navalosa porfidico y Navadijos (diagrama Rb vs. Sr) presentan una tendencia de variación contrapuesta a la evolución general del CPR, con correlaciones positivas de Rb frente a Sr, V y Co. El mecanismo petrogenético que las controla diverge de la hibridación generalizada, y quizás responda a la actuación de procesos de cristalización fraccionada al tiempo que se produce una mezcla con materiales más básicos.

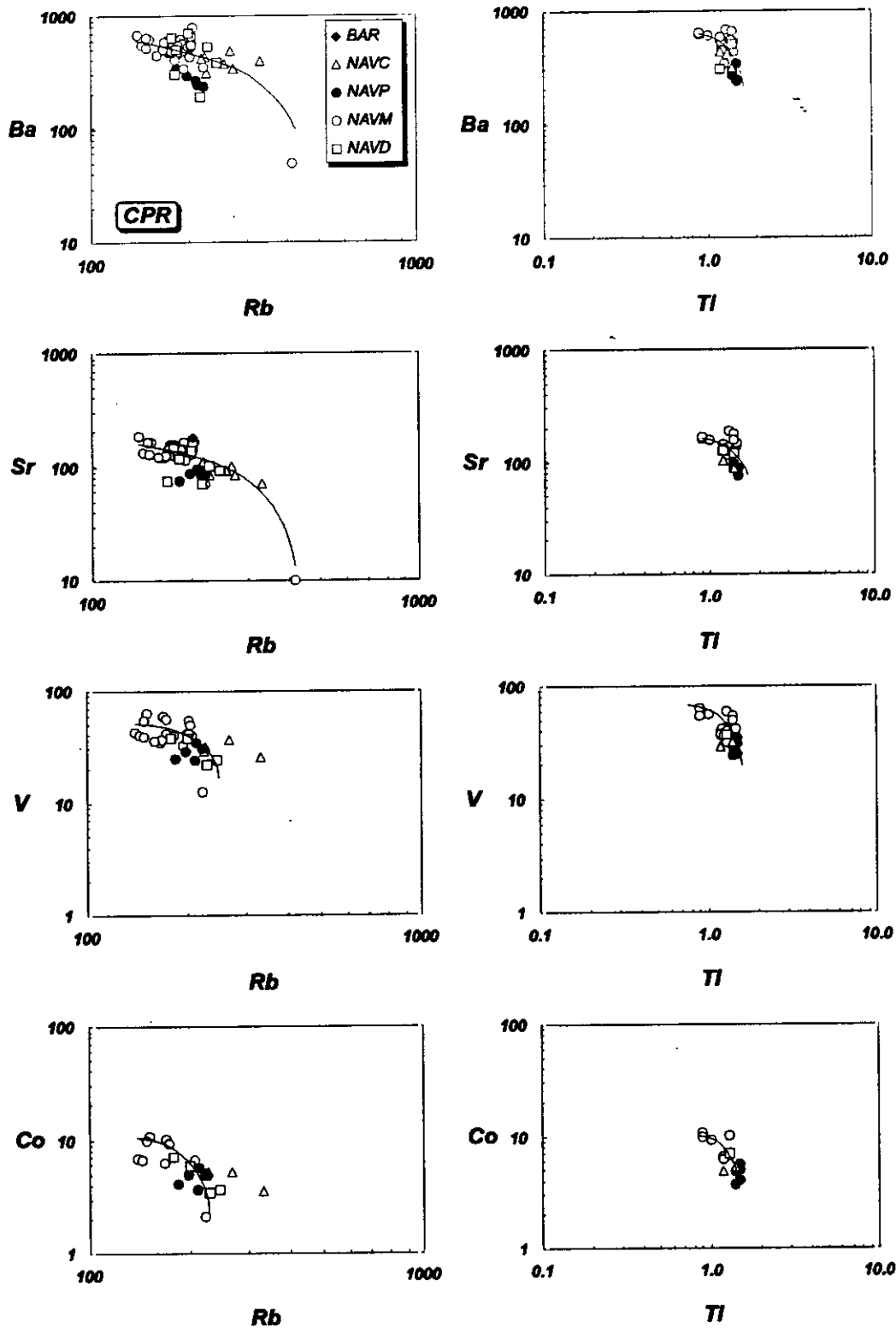


Figura 7.16: Diagramas bilogarítmicos de elementos traza para el complejo plutónico regional.

En todo caso, la identificación de diversos mecanismos petrogenéticos dentro del CPR apoya el hecho de que éste no es una única unidad intrusiva, sino una serie de cuerpos emplazados en condiciones físicas muy semejantes y con carácter muy sincrónico, lo que provoca que los contactos entre ellos sean difusos o inidentificables a escala de afloramiento y regional.

Por lo que respecta al CPAC (figura 7.17), la escasez de muestras con análisis de elementos traza para cada plutón no permite extraer demasiadas conclusiones. Considerando al grupo en conjunto, y exceptuando al plutón de San Martín, las muestras se ajustan a una pauta recta de pendiente negativa en los diferentes diagramas, con una disminución en elementos compatibles generalmente mayor que el aumento en incompatibles, indicadora de mecanismos de cristalización fraccionada. No obstante, y dada la diversidad de plutones, no puede hablarse de un único mecanismo evolutivo, sino sólo de tendencias generales para el conjunto.

El plutón de San Martín se aparta claramente del resto de granitoides del área, tanto si pertenecen al CPR como al CPAC, lo que apoya un origen independiente al de éstos.

Otro tipo de diagramas comúnmente utilizados (ver por ejemplo Allègre y Minster, 1978) son los que enfrentan a un elemento *i* con una relación entre elementos del tipo *i/j*. Como elemento *i* para el eje de abscisas suelen emplearse elementos fuertemente incompatibles (Rb, Tl) y como elemento *j* otros débilmente incompatibles (Zr, Hf, Ta, Th). Los datos se ajustarán teóricamente a una curva exponencial tendente a la horizontal si el proceso dominante es la cristalización fraccionada o a una hipérbola en el caso de mezcla de magmas. En todos los casos, en el CPAC la dispersión de los datos es tal que no puede hablarse de la existencia de ningún tipo de pautas. En el CPR, y sólo en algunos de los diagramas (ver figura 7.18), las muestras se acomodan a pautas subhorizontales. No obstante, el ajuste matemático no es bueno, y en otros diagramas no representados (Rb vs. Rb/Hf, vs. Rb/Ta, o Tl vs. Tl/Zr, vs. Tl/Hf o vs. Tl/Ta) no muestran tendencias definidas, por lo que no puede precisarse mediante este procedimiento cuáles son los mecanismos evolutivos que han actuado en el conjunto granítico de Gredos oriental. Igualmente, el carácter discutible de fuertemente incompatibles asignado a Rb y Tl en las series graníticas estudiadas, hace dudosa la interpretación de estos diagramas.

No obstante, debe recordarse que pese a que la disposición de los granitoides del CPR en algunos de estos diagramas apunta hacia la posibilidad de hibridación (sin descartar la cristalización fraccionada), los escasos datos isotópicos de Sr disponibles (ver apartado de geoquímica isotópica) no la apoyan. Para poder dilucidar claramente si la variabilidad del CPR es en parte causada por procesos de mezcla sería necesario realizar análisis de otros sistemas isotópicos (Nd). Ello, sumado a la falta de definición de las pautas de evolución geoquímica, impide precisar más sobre el conjunto de mecanismos petrogenéticos que han actuado en la generación de los granitoides de Gredos oriental. La única solución plausible, a la vista de lo expuesto, consiste en considerar una evolución dominada por procesos de cristalización

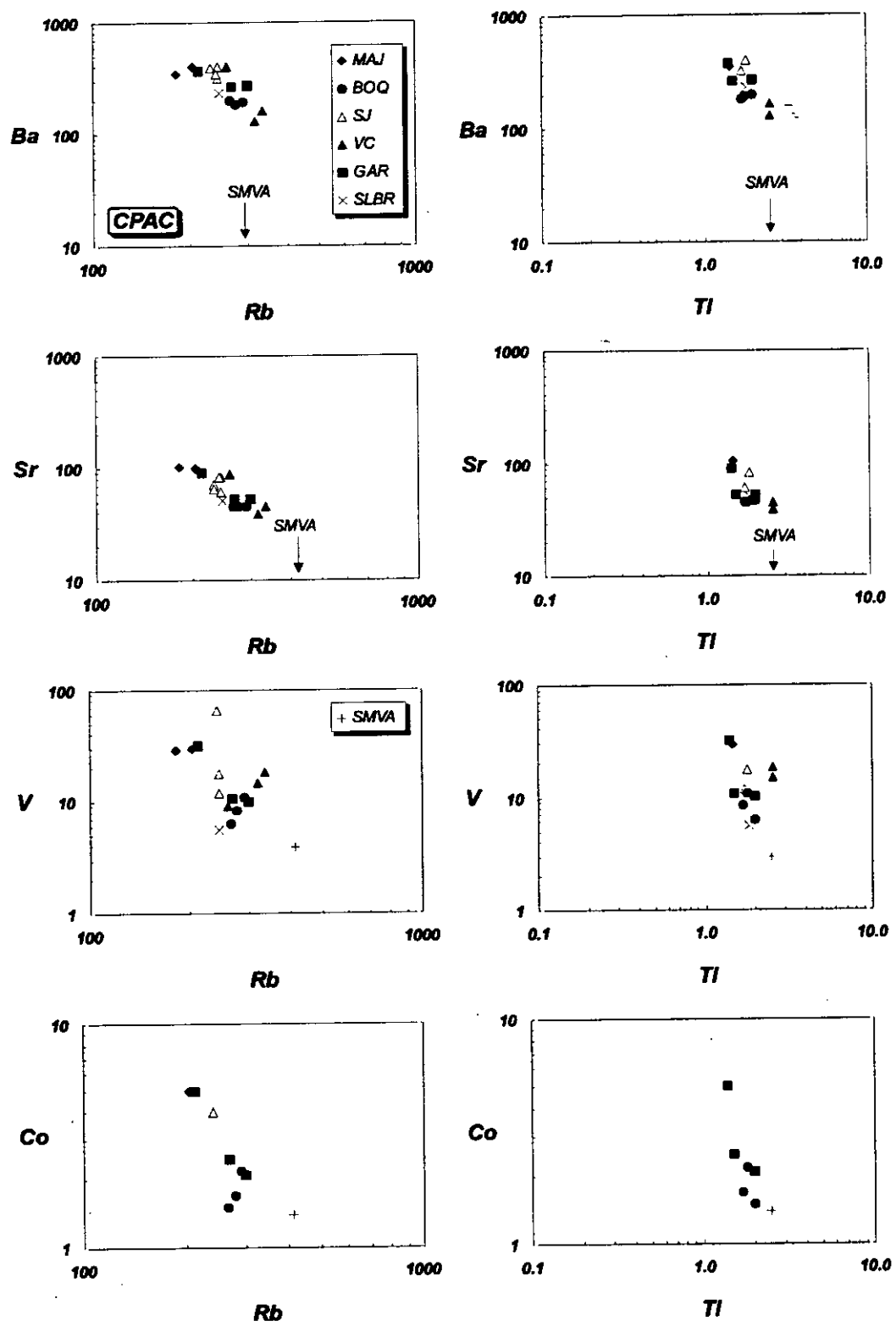


Figura 7.17: Diagramas bilogarítmicos de elementos traza para el conjunto de plutones circunscritos.

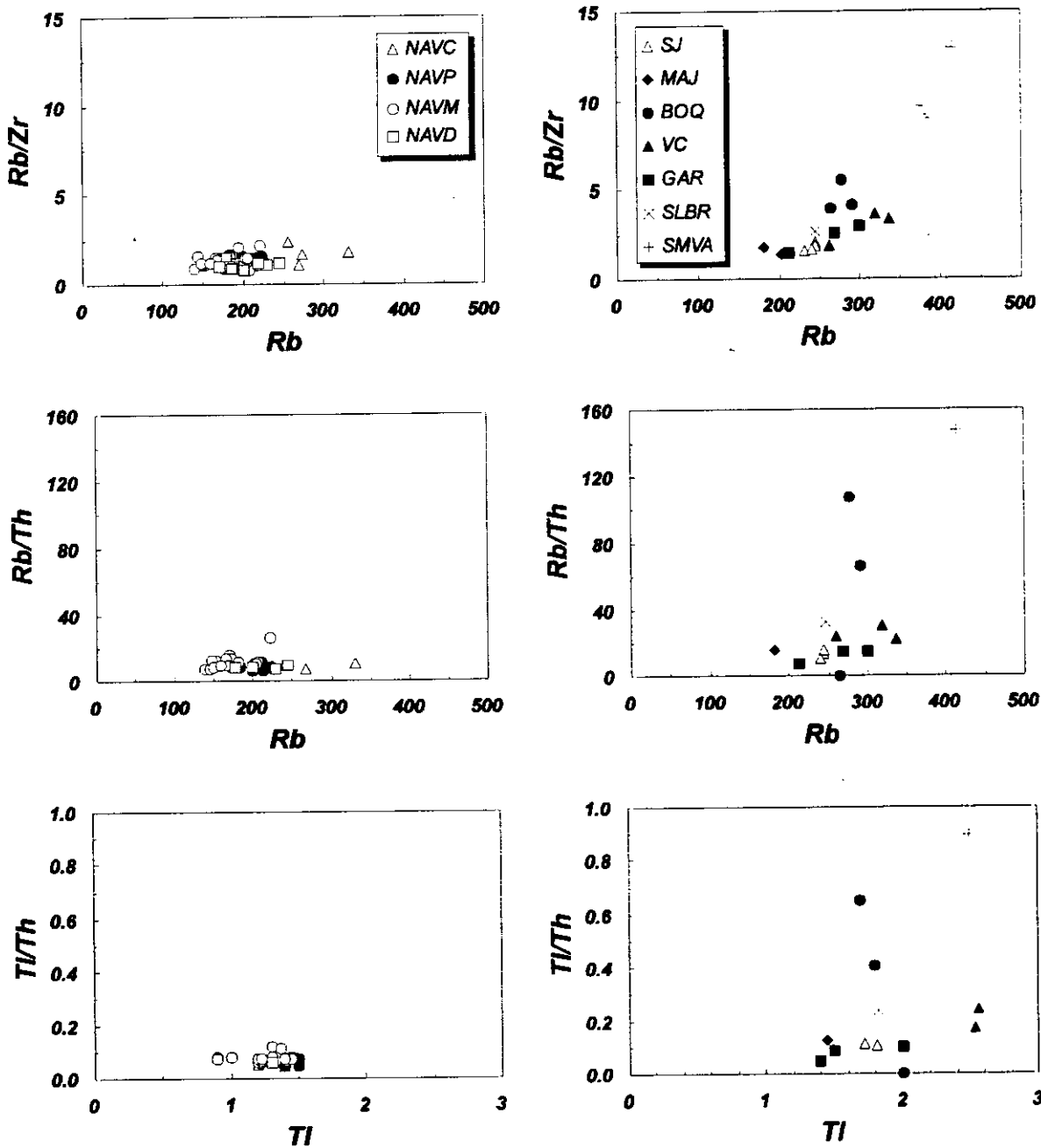


Figura 7.18: Diagramas del tipo i vs. i/j.

fraccionada a los que parcial y localmente se superponen fenómenos de mezcla de magmas. Conviene recordar que las relaciones de campo evidencian que la hibridación se produce en el CPR muy localmente, a escala métrica o decimétrica, y que no es un proceso generalizado, sino más bien ocasional.

7.4.3.2 Cuantificación de los modelos petrogenéticos

Se ha realizado la modelización del comportamiento de los elementos mayores y traza suponiendo que el proceso genético responsable de su variabilidad es la cristalización fraccionada. De entre sus posibles modalidades, se ha seleccionado la de cristalización fraccionada de tipo Rayleigh, dado que existen zonados en las fases minerales de la mayoría de los plutones que implican que los cristales no han alcanzado un reequilibrio total con el magma a partir del cual precipitan.

Las composiciones de los diferentes plutones seleccionadas para los cálculos figuran en la tabla 7.6. Como magma parental se ha seleccionado la composición media de las siete muestras menos evolucionadas del CPR (muestras JF.9009, JF.9021, JF.9042, 555.259, 555.298 y 555.354 de la facies común del plutón de Navalosa y 555.285 de la facies porfídica), que forman un grupo geoquímicamente coherente y situado hacia el extremo básico de la línea general de evolución de dicho complejo. Este magma inicial es identificado en las tablas como análisis 1, plutón Navalosa. El resto de granitoides, tanto del CPR como del CPAC han sido subdivididos en varios grupos bien cuando su intervalo evolutivo es relativamente amplio (facies común del plutón de Navalosa) o bien cuando sus muestras tienden a formar subgrupos en los diferentes diagramas. Los análisis reflejados en las tablas están dispuestos, dentro de cada plutón, en orden de grado de diferenciación ascendente. Corresponden a medias de varios análisis salvo los números 7 (Navalosa porfídico, 555.336), 13 (Los Boquerones, JF.9040), 17 (El Salobral, 556.287) y 18 (San Martín, 555.345), casos en los que en el intervalo composicional considerado tan sólo hay un análisis disponible.

Los análisis de fases minerales (ver tabla 7.7) han sido seleccionados de entre los diferentes realizados en muestras del plutón correspondiente. Son una biotita, un feldespato alcalino, una plagioclasa y una ilmenita *s.l.* de los plutones del CPR identificados con los números 1 y 3. Se trata de análisis de fases minerales que no presentan evidencias de alteración y cuya composición refleja los términos menos evolucionados de los plutones de tipo Navalosa.

La justificación de la elección del granitoide de Navalosa como magma parental común se fundamenta en dos hechos. Por una parte, es el plutón regional principal, y aunque faltan muchos datos geocronológicos, las edades de gran parte de los granitoides estudiados podrían ser próximas. Por otro lado, el volumen de plutones félsicos es concordante con la idea de ser líquidos residuales de magmas parentales monzograníticos, mucho más abundantes. A falta de un mayor conjunto de datos analíticos, parece legítimo el ensayar modelos de evolución petrogenéticos del tipo de cristalización fraccionada que podrían ser revisados en el futuro, cuando se disponga de un mejor conocimiento de estos granitoides.

Como primera aproximación (ver tabla 7.8) se ha realizado un ajuste por mínimos cuadrados del proceso mediante elementos mayores, suponiendo un magma inicial de composición 1 (plutón de Navalosa) del que fraccionan cuarzo (composición ideal con 100% de SiO₂), feldespato potásico (F1), plagioclasa (P1), biotita (B1) e ilmenita (O1). Las

Tabla 7.6: Composición química de los granitoides empleados en la modelización de la cristalización fraccionada.

Plutón	Navalosa	NAVM				NAVP		NAVC	
Análisis	1	2	3	4	5	6	7	8	9

Composición química (% en peso)

SiO ₂	65.79	67.48	68.38	69.35	72.80	70.15	71.83	69.83	71.45
TiO ₂	0.70	0.56	0.54	0.47	0.30	0.42	0.51	0.45	0.38
Al ₂ O ₃	15.94	15.23	14.98	14.90	13.55	14.84	13.66	14.74	14.44
FeO _t	4.18	3.54	3.44	3.04	2.09	2.55	3.05	2.88	2.41
MnO	0.07	0.06	0.06	0.05	0.03	0.06	0.06	0.05	0.05
MgO	1.44	1.20	1.16	1.01	0.62	0.70	0.81	0.77	0.61
CaO	2.78	2.49	2.32	2.16	1.41	1.83	1.76	1.73	1.41
Na ₂ O	3.50	3.63	3.56	3.53	2.93	3.27	3.05	3.36	3.17
K ₂ O	4.03	4.21	4.24	4.39	5.14	4.80	4.03	4.70	4.94
P ₂ O ₅	0.26	0.20	0.19	0.17	0.15	0.17	0.19	0.18	0.16
Total	98.68	98.58	98.87	99.07	98.99	98.77	98.95	98.68	99.01

Elementos traza (p.p.m.)

Rb	170	182	176	183	207	201	222	242	277
Sr	155	150	134	130	93	86	86	102	80
Ba	597	567	502	518	344	285	239	431	348
La	33.0	43.3	31.6	30.3	24.3	26.2	23.9	41.1	37.6
Ce	73.0	91.4	70.1	67.3	51.7	65.5	60.4	92.4	86.0
Nd	32.0	40.3	31.5	29.8	15.6	32.6	30.6	43.3	39.2
Sm	6.4	8.2	6.5	6.3	3.3	6.7	6.4	9.0	8.9
Eu	1.2	1.5	1.1	1.1	0.6	0.6	0.6	0.9	0.7
Gd	5.4	6.6	5.1	4.9	3.0	5.0	4.9	7.0	6.7
Dy	4.2	5.4	4.5	4.4	3.0	4.2	4.1	5.6	5.4
Er	2.1	2.6	2.2	2.2	1.7	2.3	2.4	3.0	3.0
Yb	1.8	2.4	2.1	2.3	1.8	2.2	2.2	3.1	3.2
Lu	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5
Y	26	32	29	27	21	18	18	36	32
Zr	157	187	154	156	98	131	137	174	168
Th	12	19	18	18	9	26	26	29	30

composiciones de los plutones de Majadillas (ensayo 11) y San Juan (ensayo 13) (teniendo en cuenta también a los elementos traza) sugieren que es más apropiado considerar que derivan de una composición inicial un poco más diferenciada que la 1, por lo que se ha seleccionado la 3 (composición intermedia de la facies común del plutón de Navalosa). Los datos obtenidos se muestran en los ensayos 1 al 17 (ver tabla 7.8). En todos ellos el ajuste es bastante bueno (suma de las residuales al cuadrado inferior a 1.37). Para obtener composiciones equivalentes a todos los plutones de Gredos oriental a partir de magmas parentales similares a las facies

Tabla 7.6: Continuación.

Plutón	NAVD		MAJ	BOQ	SJ	VC	GAR	SLBR	SMVA
Análisis	10	11	12	13	14	15	16	17	18

Composición química (% en peso)									
SiO ₂	67.67	72.39	70.25	69.97	72.76	73.65	73.94	73.72	75.21
TiO ₂	0.54	0.35	0.40	0.45	0.25	0.25	0.21	0.17	0.09
Al ₂ O ₃	15.32	13.64	14.72	14.01	14.01	14.02	14.35	14.43	14.51
FeO _t	3.28	2.48	2.74	2.73	1.89	1.90	1.58	1.19	1.02
MnO	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.05	0.04	0.02	0.05
MgO	1.07	0.62	0.90	0.74	0.42	0.48	0.31	0.32	0.08
CaO	2.32	1.46	1.62	1.78	1.11	0.78	0.65	0.73	0.32
Na ₂ O	3.38	3.11	3.46	3.14	3.63	3.25	2.92	3.56	3.57
K ₂ O	4.57	4.61	4.48	4.18	4.90	4.54	5.23	5.13	4.20
P ₂ O ₅	0.20	0.11	0.18	0.16	0.17	0.22	0.19	0.23	0.23
Total	98.37	98.81	98.79	97.22	99.18	99.12	99.41	99.50	99.28

Elementos traza (p.p.m.)									
Rb	189	209	193	291	238	327	260	246	414
Sr	141	92	103	45	73	42	65	51	3
Ba	663	401	375	194	369	148	301	232	5
La	44.4	52.8	25.5	9.9	29.7	18.6	26.5	14.2	2.1
Ce	93.6	110.8	45.3	22.8	58.1	45.6	64.3	31.5	6.7
Nd	42.3	47.4	20.2	10.6	27.0	19.2	28.1	12.9	3.0
Sm	8.9	9.0	4.3	2.8	5.6	4.3	6.1	3.2	1.0
Eu	1.3	0.9	0.8	0.3	0.7	0.3	0.5	0.4	0.0
Gd	7.1	7.3	3.3	3.3	4.1	3.2	5.4	2.3	0.7
Dy	6.1	5.4	3.2	1.8	3.5	2.5	3.9	1.6	0.9
Er	3.1	2.7	1.5	0.7	1.5	1.0	2.0	0.5	0.4
Yb	2.9	2.6	1.7	0.5	1.6	1.1	2.0	0.5	0.7
Lu	0.4	0.4	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1
Y	32	31	15	10	24	11	19	7	4
Zr	192	199	127	71	138	94	115	91	32
Th	23	28	12	4	19	13	22	8	3

menos evolucionadas del complejo plutónico de Navalosa, se necesitan tasas de cristalización entre el 19% (ensayo 11, plutón de Majadillas) y el 53% (ensayo 16, plutón de El Salobral), correspondiendo como es lógico mayores tasas de fraccionación a los modelos realizados con los plutones más ácidos. El sólido fraccionado, en la mayoría de los casos, corresponde a composiciones de tipo tonalítico a cuarzo-diorítico, pues tiene una composición mineralógica formada por plagioclasa (47-63%), biotita (27-35%), cuarzo (0-22%) e ilmenita (0.3-1.5%), requiriéndose una mayor fraccionación de biotita e ilmenita para los plutones más ácidos.

Tabla 7.7: Composición química de los minerales empleados.

Mineral	BIOTITA		FELD. K		PLAGIOCLASA		ILMENITA	
Análisis	B1	B3	F1	F3	P1	P3	O1	O3
Plutón	1	3	1	3	1	3	1	3

Composición química (% en peso)								
SiO ₂	34.74	35.14	64.48	64.58	59.37	60.11	0.03	0.08
TiO ₂	3.18	3.58	0.00	0.05	0.02	0.01	53.35	52.86
Al ₂ O ₃	18.32	16.79	17.84	17.75	25.48	24.88	0.07	0.03
FeO _t	20.53	21.96	0.02	0.00	0.05	0.04	43.65	42.29
MnO	0.38	0.29	0.02	0.03	0.01	0.03	5.36	5.19
MgO	7.58	7.17	0.01	0.00	0.01	0.04	0.11	0.04
CaO	0.04	0.00	0.01	0.00	7.36	7.10	0.01	0.03
Na ₂ O	0.41	0.38	0.66	0.85	6.80	7.11	0.00	0.44
K ₂ O	9.60	9.69	15.54	15.33	0.16	0.21	0.00	0.05
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
Total	94.77	95.03	98.59	98.59	99.28	99.55	102.59	101.02

Solamente en dos de las litologías (las dos más básicas de la facies común del plutón de plutón Navalosa, ensayos 1 y 2) se requiere la participación de feldespato potásico como fase fraccionada. La fraccionación de plagioclasa tiende a ser mayor en ciertos granitoides de Navalosa porfídico, Navacepedilla y Navadijos (frente a las facies no porfídicas del CPR), apoyando la idea esbozada en apartados anteriores de que es ésta la causa de una leve separación de los granitoides porfídicos en diferentes diagramas (ver, por ejemplo, tendencias de evolución de SiO₂ o variación de datos químicos de roca total teniendo en cuenta métodos de análisis multivariante).

Antes de proceder a simular el comportamiento de los elementos traza, cuya evolución está fuertemente influenciada por determinados minerales accesorios, se ha reajustado la composición del sólido fraccionado para incluir en él apatito y circón. Como el apatito está incluido fundamentalmente en biotita, su porcentaje en los diferentes sólidos acumulados se ha estimado basándose en la relación apatito modal/biotita modal que presentan las litologías graníticas de Gredos oriental, calculada a partir de la norma de Rittmann (ver tabla 10.1.3). El contenido en circón se ha promediado teniendo en cuenta la relación Zr (p.p.m.)/circón modal que presentan las litologías graníticas tardihercínicas de la Sierra de Guadarrama de las que se poseen datos de contajes modales (Aparicio *et al.*, 1975; Eugercios, 1994; Castellón, 1995).

Para calcular el contenido en elementos traza de los diferentes líquidos residuales (LRC o líquido residual calculado) se ha utilizado la ecuación de Rayleigh (1896), que gobierna el comportamiento de dichos elementos en procesos de cristalización fraccionada (ver tabla 7.9).

Tabla 7.8: Ajuste mediante elementos mayores del proceso de cristalización fraccionada. Composición modal del sólido acumulado.

Ensayo	1	2	3	4	5	6	7	8
Liq. inicial	1							
Plutón	Navalosa							
Liq. resid.	2	3	4	5	6	7	8	9
Plutón	NAVM				NAVP		NAVC	
% Líquido residual	73.6	76.4	71.6	53.5	60.8	72.3	62.5	56.4
R ²	0.004	0.014	0.040	0.197	0.197	0.147	0.125	0.254

Composición mineralógica (% en peso) del sólido acumulado

Cuarzo	20.2	14.7	15.3	15.4	18.7	0.0	18.4	17.9
Feld K	4.9	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Plag	46.8	52.1	51.3	54.1	49.8	63.1	51.4	51.7
Biotita	26.8	29.7	31.4	28.5	29.5	35.2	28.5	28.5
Ilmenita	0.3	0.5	0.8	0.9	1.0	0.4	0.6	0.9
Apatito	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1
Circón	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Ensayo	9	10	11	12	13	14	15	16
Liq. inicial	1		3	1	3	1		
Plutón	Navalosa		NAVM	Navalo.	NAVM	Navalosa		
Liq. resid.	10	11	12	13	14	15	16	17
Plutón	NAVD		MAJ	BOQ	SJ	VC	GAR	SLBR

% Líquido residual	70.1	61.3	81.0	71.3	64.4	57.4	49.5	47.0
R ²	0.024	0.139	0.084	0.110	0.168	0.607	0.906	0.712

Composición mineralógica (% en peso) del sólido acumulado

Cuarzo	22.2	11.1	20.1	6.7	20.3	12.7	17.5	19.6
Feld K	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Plag	48.6	56.4	50.7	56.8	50.4	53.4	51.3	48.6
Biotita	27.6	30.6	27.1	34.4	28.1	31.5	28.8	29.8
Ilmenita	0.5	0.8	1.2	0.8	0.3	1.3	1.4	1.0
Apatito	1.0	1.1	1.0	1.2	1.0	1.1	1.1	1.1
Circón	0.0	0.0	0.0 (0.8)	0.01(0.8)	0.0 (0.5)	0.0 (0.7)	0.0	0.0 (0.8)
Monacita			(0.1)	(0.1)		(0.02)		(0.02)

Los coeficientes de reparto de los diferentes elementos para cada fase mineral empleados, al no disponerse de análisis de elementos traza en las fases minerales de Gredos oriental, son

Tabla 7.8: Continuación.

Ensayo	17
Liq. inicial	1
Plutón	Navalo.
Liq. resid.	18
Plutón	SMVA

% Líquido residual	54.9
R ²	1.361

Comp. mineralógica	
Cuarzo	13.5
Feld K	0.0
Plag	48.7
Biotita	35.0
Ilmenita	1.5
Apatito	1.2 (2.0)
Circón	0.1 (0.5)
Monacita	(0.07)

los recopilados en Rollinson (1993), para fundidos ácidos, y en Casillas (1989), aplicados a litologías graníticas de Guadarrama occidental (ver tabla 7.10). Para cada pareja magma original-líquido residual real (LRR) se han realizado dos cálculos, uno teniendo en cuenta los valores mínimos de dichos coeficientes y otro considerando las valores máximos, con lo que se consigue eliminar parcialmente la subjetividad que introduce el empleo de coeficientes de reparto concretos.

Los resultados del cálculo pueden observarse en la tabla 7.9 y en la figura 7.19, en la que Rb, Sr y Ba han sido normalizados a la condrita de Thompson *et al.* (1984) y las tierras raras a la condrita de Nakamura (1974).

En la mayoría de los casos el rango composicional calculado para los líquidos residuales de la cristalización fraccionada es lo suficientemente amplio como para permitir suponer que los diferentes plutones de Gredos oriental se han generado por diferenciación a partir de composiciones del tipo de los monzogranitos / granodioritas más primitivos del plutón de Navalosa. Los ensayos realizados con análisis del complejo plutónico regional son los que mayor grado de concordancia

muestran, lo cual reafirma las observaciones mencionadas en apartados previos acerca de la homogeneidad como grupo del CPR y de su generación como consecuencia de procesos de diferenciación magmática (cristalización fraccionada). Los plutones del CPAC también pueden ser explicados como líquidos fraccionados a partir del mismo tipo de magma inicial. No obstante, sus espectros de tierras raras, algo más empobrecidos que los del CPR, requieren que la tasa de fraccionación mineral sea mayor y que intervengan otros minerales accesorios portadores de dichos elementos. De entre ellos, se ha seleccionado la monacita, cuya existencia ha sido detectada en el complejo plutónico regional y en algunos de los plutones del CPAC. Además, las proporciones de circón y apatito estimadas inicialmente han sido incrementadas (cifras entre paréntesis en la tabla 7.8), de cara a conseguir que los líquidos residuales calculados se ajusten mejor a los reales. Aún así, los espectros de tierras raras pesadas calculados no coinciden plenamente con los valores observados en los granitoides félsicos (ver figura 7.19), por lo que hay que pensar en la participación de otras fases accesorias ricas en H.R.E.E., como xenotima, no identificadas al microscopio. A pesar de todo, las divergencias son en general mínimas (salvo en los plutones de Los Boquerones y San Martín), indicando que el magma inicial del que derivan la mayoría de los granitoides del conjunto circunscrito debe ser similar al que da lugar al complejo plutónico regional. Los procesos de cristalización fraccionada que originan el CPAC presentan una mayor variabilidad que en el caso del CPR, tanto en proporción de fases minerales como en su número, provocando un aumento de la dispersión en las pautas geoquímicas (conclusión antes reseñada en los apartados de estudio multivariante geoquímico y análisis de espectros de trazas y tierras raras). Esto último se

Tabla 7.9: Contenido en elementos traza de los líquidos residuales reales (LRR) y calculados (LRC) suponiendo cristalización fraccionada. Para cada ensayo se obtienen dos composiciones de LRC, que proceden de la utilización de los valores máximos y mínimos de los coeficientes de reparto.

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			1		2
Análisis	1	2		3	
Plutón	Navalosa	NAVM		NAVM	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	182	156-190	176	155-185
Sr	155	150	18-158	134	21-158
Ba	597	567	79-484	502	91-482
La	33.0	43.3	25.1-41.7	31.6	24.5-40.2
Ce	72.7	91.4	59.1-95.8	70.1	57.8-92.4
Nd	32.4	40.3	28.8-42.1	31.5	28.1-40.7
Sm	6.4	8.2	5.9-8.3	6.5	5.7-8.0
Eu	1.2	1.5	0.5-1.1	1.1	0.5-1.1
Gd	5.4	6.6	5.3-6.9	5.1	5.2-6.7
Dy	4.2	5.4	4.1-5.5	4.5	4.0-5.3
Er	2.1	2.6	2.5-2.8	2.2	2.4-2.7
Yb	1.8	2.4	2.0-2.4	2.1	1.9-2.3
Lu	0.3	0.3	0.3-0.4	0.3	0.3-0.3
Y	26	32	25-32	29	25-31
Zr	157	187	171-190	154	166-184
Th	12	19	14-16	18	14-15

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			3		4
Análisis	1	4		5	
Plutón	Navalosa	NAVM		NAVM	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	183	149-187	207	144-211
Sr	155	130	14-163	93.2	1-168
Ba	597	518	54-450	344	10-387
La	33.0	30.3	22.0-42.2	24.3	17.0-52.1
Ce	72.7	67.3	52.7-97.6	51.7	43.4-126.6
Nd	32.4	29.8	26.3-42.8	15.6	23.5-55.0
Sm	6.4	6.3	5.4-8.4	3.3	5.0-10.8
Eu	1.2	1.1	0.5-1.1	0.6	0.2-1.0
Gd	5.4	4.9	5.1-7.0	3.0	0.8-8.8
Dy	4.2	4.4	3.9-5.5	3.0	3.9-7.1
Er	2.1	2.2	2.5-2.8	1.7	2.9-3.6
Yb	1.8	2.3	1.9-2.4	1.8	2.1-3.1
Lu	0.3	0.3	0.3-0.4	0.3	0.3-0.5
Y	26	27	24-33	21	24-41
Zr	157	156	167-190	98	181-229
Th	12	18	14-16	9	16-21

Tabla 7.9: Continuación.

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			5		6
Análisis	1	6		7	
Plutón	Navalosa	NAVP		NAVP	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	201	146-200	222	142-181
Sr	155	86	5-170	86	8-154
Ba	597	285	21-414	239	41-421
La	33.0	26.2	19.0-47.7	23.9	20.5-41.3
Ce	72.7	65.5	47.1-112.9	60.4	49.8-96.5
Nd	32.4	32.6	24.6-49.3	30.6	25.2-42.3
Sm	6.4	6.7	5.1-9.7	6.4	5.2-8.3
Eu	1.2	0.6	0.3-1.1	0.6	0.4-1.0
Gd	5.4	5.0	5.1-8.0	4.9	4.8-6.9
Dy	4.2	4.2	3.9-6.4	4.1	3.8-5.5
Er	2.1	2.3	2.7-3.2	2.4	2.4-2.8
Yb	1.8	2.2	2.0-2.8	2.2	1.9-2.4
Lu	0.3	0.3	0.3-0.4	0.3	0.3-0.4
Y	26	18	24-37	18	23-32
Zr	157	131	176-211	137	160-185
Th	12	26	15-19	26	14-16

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			7		8
Análisis	1	8		9	
Plutón	Navalosa	NAVC		NAVC	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	242	150-200	277	146-208
Sr	155	102	5-168	80	2-170
Ba	597	431	28-432	348	15-403
La	33.0	41.1	20.4-46.8	37.6	18.2-50.4
Ce	72.7	92.4	50.0-110.5	86.0	45.7-120.9
Nd	32.4	43.3	25.8-48.3	39.2	24.3-52.6
Sm	6.4	9.0	5.3-9.5	8.9	5.1-10.3
Eu	1.2	0.9	0.3-1.1	0.7	0.2-1.0
Gd	5.4	7.0	5.1-7.8	6.7	5.0-8.5
Dy	4.2	5.6	4.0-6.2	5.4	3.9-6.8
Er	2.1	3.0	2.7-3.2	3.0	2.8-3.5
Yb	1.8	3.1	2.0-2.7	3.2	2.1-3.0
Lu	0.3	0.4	0.3-0.4	0.5	0.3-0.4
Y	26	36	25-37	32	24-40
Zr	157	174	176-209	168	180-222
Th	12	29	15-19	30	16-20

Tabla 7.9: Continuación.

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			9		10
Análisis	1	10		11	
Plutón	Navalosa	NAVD		NAVD	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	189	157-194	209	143-197
Sr	155	141	14-167	92	3-161.8
Ba	597	663	65-477	401	19-400.8
La	33.0	44.4	23.5-43.1	52.8	18.5-46.9
Ce	72.7	93.6	56.1-99.9	110.8	46.1-112.0
Nd	32.4	42.3	27.7-43.9	47.4	24.2-48.8
Sm	6.4	8.9	5.7-8.6	9.0	5.1-9.6
Eu	1.2	1.3	0.5-1.1	0.9	0.3-1.0
Gd	5.4	7.1	5.2-7.2	7.3	4.9-7.9
Dy	4.2	6.1	4.1-5.7	5.4	3.8-6.3
Er	2.1	3.1	2.5-2.9	2.7	2.6-3.2
Yb	1.8	2.9	2.0-2.5	2.6	2.0-2.8
Lu	0.3	0.4	0.3-0.4	0.4	0.3-0.4
Y	26	32	25-34	31	24-37
Zr	157	192	173-195	199	171-208
Th	12	23	15-17	28	15-19

Líquido	Inicial	LRR	LRC	Inicial	LRR	LRC
Ensayo			11			12
Análisis	3	12		1	13	
Plutón	NAVM	MAJ		Navalosa	BOQ	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	176	193	169-191	170	291	143-183
Sr	134	103	31-139	155	45	10-159
Ba	502	375	139-442	597	194	41-423
La	31.6	25.5	11.7-36.9	33.0	9.9	5.8-41.9
Ce	70.1	45.3	28.2-84.5	72.7	22.8	14.8-97.6
Nd	31.5	20.2	16.6-37.7	32.4	10.6	10.4-42.8
Sm	6.5	4.3	3.9-7.8	6.4	2.8	2.6-8.4
Eu	1.1	0.8	0.6-1.0	1.2	0.3	0.4-1.0
Gd	5.1	3.3	4.2-6.0	5.4	3.3	3.8-7.0
Dy	4.5	3.2	3.5-5.4	4.2	1.9	2.6-5.5
Er	2.2	1.5	1.9-2.6	2.1	0.7	1.6-2.8
Yb	2.1	1.7	1.0-2.6	1.8	0.5	0.5-2.4
Lu	0.3	0.2	0.1-0.4	0.3	0.1	0.1-0.4
Y	29	15	28-34	26	10	22-33
Zr	154	127	0-175	157	71	0-161
Th	18	12	14-21	12	4	8-16

Tabla 7.9: Continuación.

Líquido	Inicial	LRR	LRC	Inicial	LRR	LRC
Ensayo			13			14
Análisis	3	14		1	15	
Plutón	NAVM	SJ		Navalosa	VC	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	176	238	159-207	170	327	138-199
Sr	134	73	6-145	155	42	2-167
Ba	502	369	31-376	597	148	11-372
La	31.6	29.7	20.0-44.0	33.0	18.6	6.9-49.3
Ce	70.1	58.1	49.0-103.9	72.7	45.6	18.2-118.1
Nd	31.5	27.0	25.4-46.0	32.4	19.2	12.3-51.4
Sm	6.5	5.6	5.4-9.4	6.4	4.3	2.9-10.1
Eu	1.1	0.7	0.3-1.0	1.2	0.3	0.2-1.0
Gd	5.1	4.1	4.7-7.2	5.4	3.2	4.0-8.3
Dy	4.5	3.5	3.5-6.5	4.2	2.5	2.3-6.7
Er	2.2	1.5	2.0-3.1	2.1	1.0	1.5-3.4
Yb	2.1	1.6	0.8-3.1	1.8	1.1	0.3-2.2
Lu	0.3	0.2	0.1-0.4	0.3	0.2	0.0-0.3
Y	29	24	28-40	26	11	22-39
Zr	154	138	0-201	157	94	0-215
Th	18	19	19-27	12	13	9-20

Líquido	Inicial	LRR	LRC	LRR	LRC
Ensayo			15		16
Análisis	1	16		17	
Plutón	Navalosa	GAR		SLBR	

Contenido en elementos traza (p.p.m.) del líquido residual

Rb	170	260	140-217	246	135-217
Sr	155	65	1-174	51	1-181
Ba	597	301	6-365	232	4-340
La	33.0	26.5	15.3-55.3	14.2	4.4-58.0
Ce	72.7	64.3	39.6-135.1	31.5	12.0-141.6
Nd	32.4	28.1	22.0-58.6	12.9	9.3-61.2
Sm	6.4	6.1	4.7-11.5	3.2	2.3-11.9
Eu	1.2	0.5	0.2-1.0	0.4	0.1-1.0
Gd	5.4	5.4	5.0-9.4	2.3	3.7-9.8
Dy	4.2	3.9	3.8-7.6	1.6	1.8-7.9
Er	2.1	2.0	3.0-3.9	0.5	1.3-4.0
Yb	1.8	2.0	2.1-3.3	0.5	0.1-3.5
Lu	0.3	0.3	0.3-0.5	0.1	0.0-0.5
Y	26	19	24-44	7	22-45
Zr	157	115	185-240	91	0-246
Th	12	22	17-23	8	8-24

Tabla 7.9: Continuación.

Líquido	Inicial	LRR	LRC
Ensayo			17
Análisis	1	18	
Plutón	Navalosa	SMVA	

Contenido en elementos traza del líquido residual

Rb	170	414	142-192
Sr	155	3	3-174
Ba	597	5	11-323
La	33.0	2.1	0.8-51.0
Ce	72.7	6.7	2.0-122.0
Nd	32.4	3.0	2.1-52.8
Sm	6.4	1.0	0.7-10.3
Eu	1.2	0.0	0.2-1.1
Gd	5.4	0.7	2.0-8.5
Dy	4.2	0.9	1.6-6.8
Er	2.1	0.4	1.3-3.3
Yb	1.8	0.7	0.4-2.8
Lu	0.3	0.1	0.0-0.4
Y	26	4	17-40
Zr	157	32	0-28
Th	12	3	5.0-20

Tabla 7.10: Coeficientes de reparto empleados en los cálculos de cristalización fraccionada.

	Cuarzo	Feld. K	Plagioclase	Biotita	Ilmenita	Apatito	Circón	Monac.
Rb	0.000-0.041	0.3-1.75	0.016-0.105	2.24-4.2	0	0.01	0	0
Sr	0	3.76-9.4	1.45-15.633	0.12-0.447	0	5.	0	0
Ba	0-0.022	2.1-11.45	0.3-1.515	5.367-23.533	0	0.1	0	0
La	0-0.015	0.072-0.12	0.32-0.38	0.066-5.713	1.223-7.1	6-14.5	0.05-16.	7242
Ce	0-0.014	0.037-0.11	0.021-0.27	0.0341-4.357	1.19-7.8	7.89-34.7	0.65-16.75	6907
Nd	0-0.016	0.025-0.038	0.01-0.21	0.0412-2.56	0.96-7.6	12.08-57.1	0.59-13.3	5000
Sm	0-0.014	0.018-0.11	0.0046-0.165	0.0511-2.117	0.68-6.9	14.2-62.8	1.25-14.4	3974
Eu	0-0.056	1.13-4.45	2.5.417	0.0352-2.02	0.4-2.5	14.5-30.4	1.18-16	612
Gd	0	0.011-0.1	0.09-0.9	0.0616-0.28	0	14.2-56.3	5.03-12	1400
Dy	0-0.015	0.006-0.1	0.002-0.112	0.097-1.72	0.37-4.9	12.05-50.7	21.63-101.5	800
Er	0	0.006-0.1	0.0023-0.084	0.0692-0.35	0	12.95-37.2	87.87-135	370
Yb	0-0.017	0.012-0.1	0.0027-0.09	0.0707-1.473	0.55-4.1	9.4-23.9	191-527	159
Lu	0-0.014	0.006-0.1	0.043-0.092	0.185-1.617	0.74-3.6	7.9-20.2	264.5-641.5	100
Y	0	0.1	0.1-0.18	0.03-2	0	16.9-40	0	332
Zr	0	0.01-0.03	0.1-0.35	1.197-2	0	0.01-0.64	4540	0
Th	0-0.009	0.01-0.023	0.024-0.048	0.1-1.227	0.42-7.5	1.3-5	62.4-76.8	2229

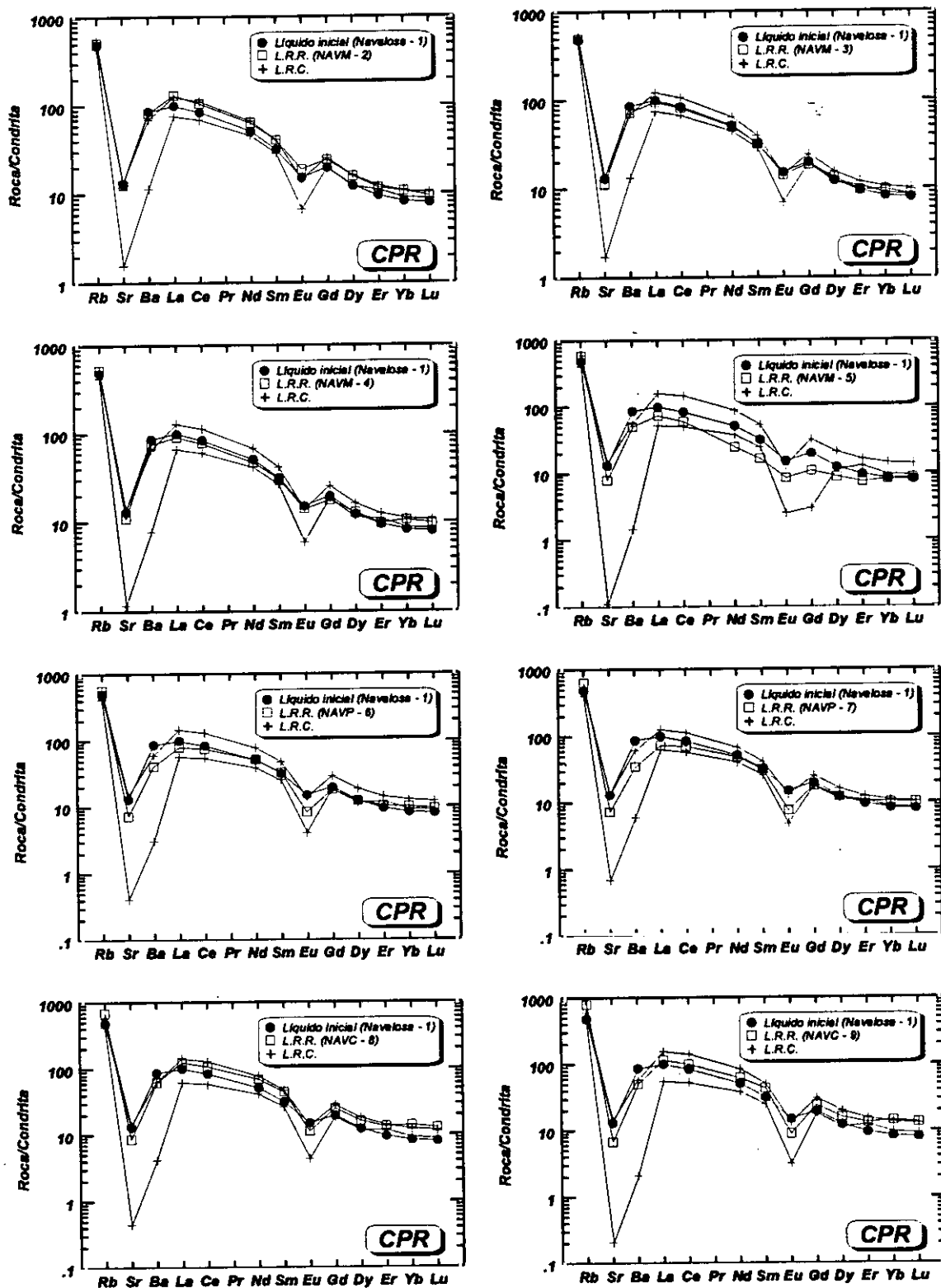


Figura 7.19: Espectros de elementos menores y traza de los diferentes ensayos de cristalización fraccionada.

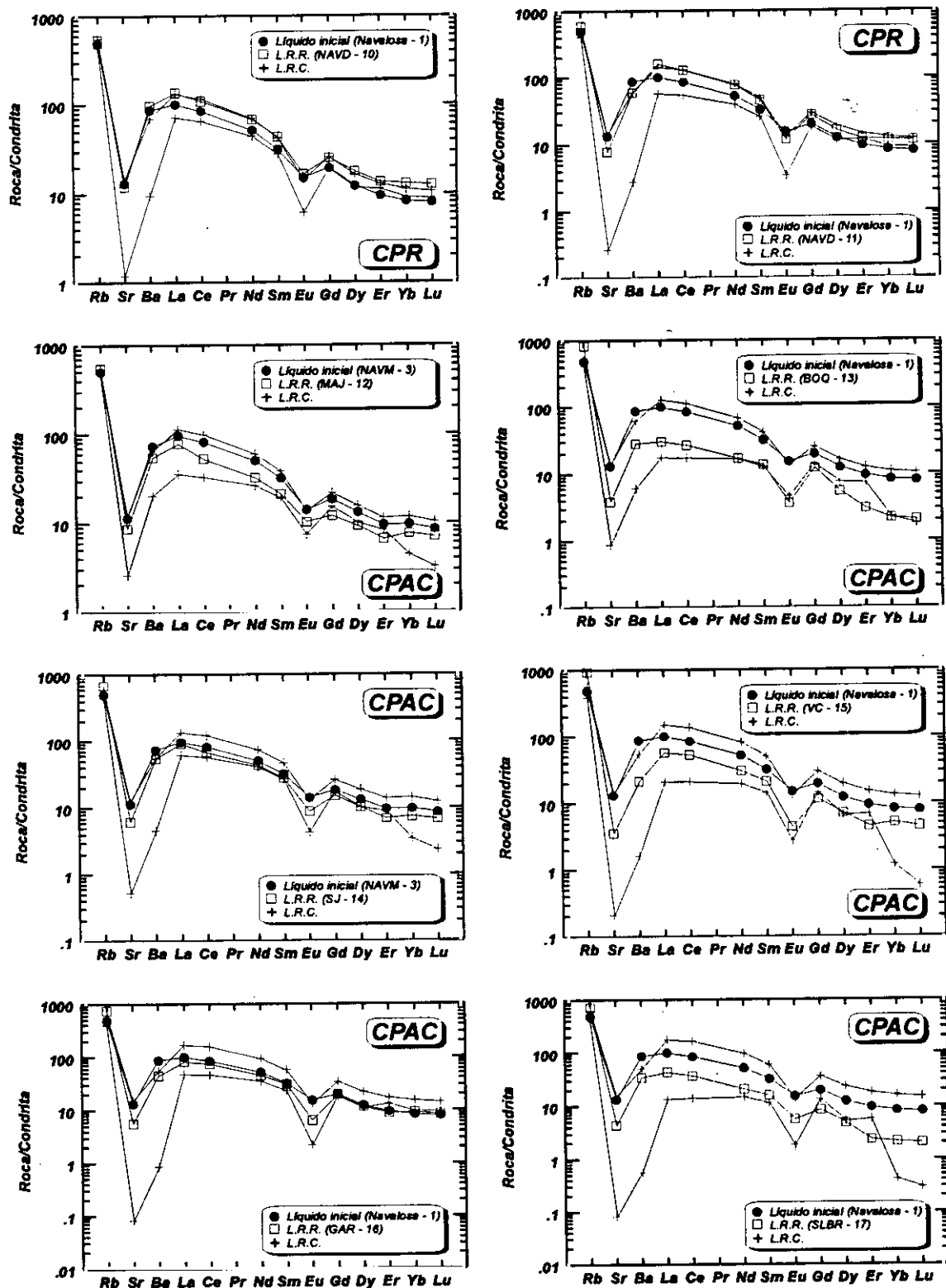


Figura 7.19: Continuación.

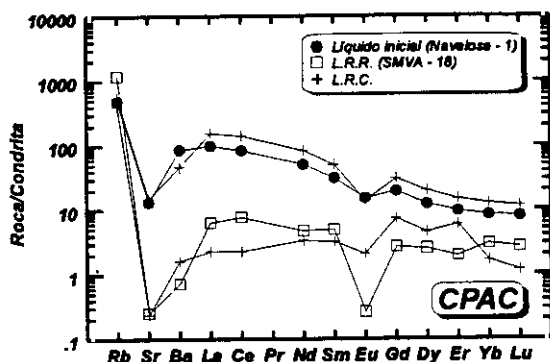


Figura 7.19: Continuación.

mesocráticas de la Peña Negra (Pereira, 1992). Para el plutón de Pedrobernardo se ha postulado un origen anatético a partir de protolitos similares a los de las migmatitas regionales de la Peña Negra, con baja tasa de fusión parcial, y una evolución posterior en sistema cerrado por cristalización fraccionada con separación gravitatoria de los cristales. Esta última sería la responsable de la diferenciación de la facies superior a partir de las facies intermedia e inferior (Bea *et al.*, 1994). Dada la semejanza de características entre el plutón de San Martín y dicha facies, y la cercanía espacial al complejo anatético de la Peña Negra, no es aventurado suponer un modelo petrogenético similar al del plutón de Pedrobernardo. El magma inicial correspondiente al granitoide de San Martín podría haberse producido a partir de materiales semejantes a los que han sufrido migmatización y fusión parcial en la Peña Negra. El carácter perfosfórico, el enriquecimiento en Rb y el extremo empobrecimiento en tierras raras, Ba, Sr, Y y Th se podrían explicar mediante una evolución posterior de dicho magma inicial por fraccionación importante de micas, feldespatos, apatito, monacita y circón, como ocurre en Pedrobernardo.

Por todo ello, aunque el plutón de San Martín se haya generado por cristalización fraccionada, el magma inicial correspondiente puede no ser el mismo que genera el conjunto granítico de Gredos oriental. Esto explicaría que la signatura de elementos traza y tierras raras de este plutón se diferencie claramente de la del resto de granitoides del área, y que su composición no pueda ser modelizada satisfactoriamente partiendo de líquidos iniciales con la composición del plutón de Navalosa.

El plutón de Los Boquerones muestra una composición en elementos traza intermedia entre el granitoide de San Martín y el conjunto granítico de Gredos oriental. Litológicamente es similar a los leucogranitos que afloran fuera de la zona de estudio, en el SO, a veces en forma de bolsadas de bordes difusos y a veces como pequeñas intrusiones netas, en los granitoides inhomogéneos asociados a la facies Hoyos del Espino. En el magma del que procede deben de intervenir tanto fundidos procedentes del conjunto granítico de Gredos

justifica claramente si se tiene en cuenta que en el CPAC se han incluido diversas unidades de intrusión aisladas.

El plutón de San Martín presenta, como ya ha sido mencionado, una serie de características que lo diferencian del conjunto granítico de Gredos oriental. Sus espectros de elementos traza y tierras raras son muy similares a los de los leucogranitos moscovíticos de la facies superior del plutón de Pedrobernardo (Bea *et al.*, 1994) y también se parece en elementos mayores a los fundidos experimentales generados a partir de las migmatitas

oriental como líquidos diferenciados a partir de la fusión de materiales similares a los que constituyen el complejo anatéctico de la Peña Negra. Por ello sus características geoquímicas se separan un poco de las de los granitoides de Gredos oriental y la modelización de la cristalización fraccionada no logra reproducir con fidelidad el espectro de tierras raras pesadas de este plutón. El estudio de las características geoquímicas de los mencionados leucogranitos, que desafortunadamente no ha sido contemplado, permitiría comprobar esta hipótesis.

7.4.3.3 Crítica a los modelos de cristalización fraccionada

A pesar de que en este estudio sólo se han considerado modelos de cristalización fraccionada, hay que resaltar que no son estos mecanismos los únicos que actúan en la evolución de los granitoides del sector. La influencia que ejercen los procesos de mezcla, tanto entre líquidos residuales y sólidos fraccionados como entre magmas de diferentes plutones, provoca que la simulación de la evolución magmática mediante modelos en sistema cerrado (cristalización fraccionada) sea una simplificación. Lo mismo sucede si consideramos sistemas abiertos (hibridación, asimilación y cristalización fraccionada, interacción mezcla - cristalización fraccionada), dada la similitud composicional de la mayoría de los granitoides del área y la abundancia de parámetros no cuantificables con los datos de que se dispone (identificación precisa del sólido acumulado en la cristalización fraccionada, proporción relativa de éste respecto a la cantidad de líquido residual, composición de los diversos líquidos hibridados, establecimiento de diversas etapas en la diferenciación).

La situación más próxima a la realidad debe ser una combinación entre mecanismos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas. Desde este punto de vista, podemos encontrarnos con dos situaciones. En la primera de ellas, el proceso predominante es la cristalización fraccionada, produciéndose con posterioridad una mezcla entre los líquidos residuales y las porciones sólidas fraccionadas (García, 1988). Las pautas que muestran rocas con este tipo de evolución en diagramas $\log(i/j)$ vs. $\log(k)$ (siendo i y j elementos compatibles y k incompatible) son rectas subhorizontales para las muestras correspondientes a líquidos residuales (LR en la figura 7.20) o sólidos acumulados (SA) y curvas subverticales para las muestras resultantes de la mezcla entre aquéllos (CM). En el CPR, seleccionado para comprobar este proceso por ser el grupo con

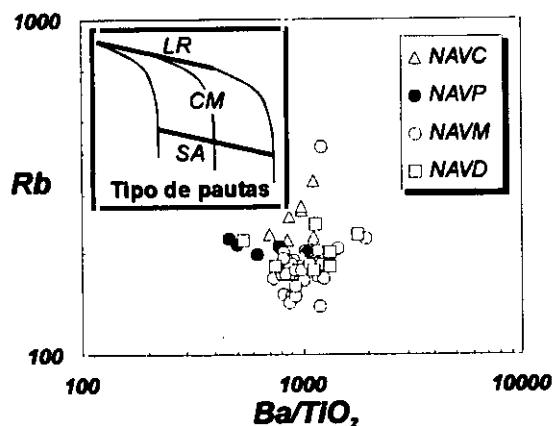


Figura 7.20: Diagrama del tipo $\log(i/j)$ vs. $\log(k)$ para el CPR. LR: Pauta de los líquidos residuales. SA: Pauta de los sólidos acumulados. CM: Curvas de mezcla entre las dos anteriores (según García, 1988).

menor dispersión de valores y tomando $\log(\text{Ba}/\text{TiO}_2)$ vs. $\log(\text{Rb})$, los datos muestran una considerable dispersión, impidiendo incluso distinguir las muestras de composición dominada por los líquidos residuales de aquéllas dominadas por los sólidos acumulados.

La segunda posibilidad (Wei *et al.*, 1997) es que se produzca una mezcla inicial y que los líquidos hibridados se vean afectados por cristalización fraccionada *a posteriori*. En diagramas del tipo j/k vs. i/k se puede distinguir una línea de mezcla inicial (LMI) en forma de recta basal y una serie de curvas de cristalización fraccionada (CCF), que se apartan de la recta y adoptan la forma de trayectorias curvilíneas palmeadas. En el CPR (figura 7.21,

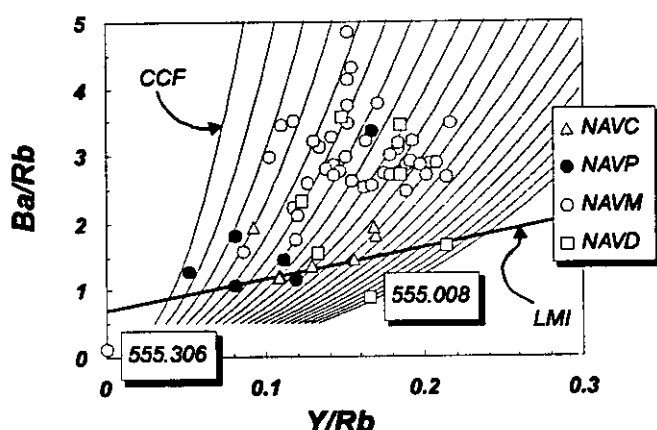


Figura 7.21: Diagrama del tipo j/k vs. i/k para el CPR. LMI: Línea de mezcla inicial. CCF: Curvas de cristalización fraccionada calculadas a partir de la línea de mezcla inicial mediante las ecuaciones de Wei *et al.*, 1997.

seleccionando los elementos de modo que $D_i < D_j < D_k$) puede identificarse una recta tipo LMI ($y = 4.6512x + 0.6962$; $r = 0.966$) formada por dos muestras de Navalosa porfídico, tres de Nava-cepedilla y una de Navadijos. Si suponemos que estas muestras son representativas de los líquidos resultantes de la mezcla inicial y que posteriormente evolucionan por cristalización fraccionada, pueden modelizarse una serie de líneas de diferenciación que se solapan a todo el resto de los datos, interpretables así como fraccionados procedentes de líquidos inicialmente hibridados. A pesar de todo, resulta difícil explicar la generación de las muestras más diferenciadas de Navalosa común y Navadijos (555.306 y

555.008 respectivamente), pues su situación por debajo de la LMI supondría que para ellas el comportamiento de Ba, Y y Rb sería distinto ($D_{\text{Ba}} > D_{\text{Y}} > D_{\text{Rb}}$) al resto de los granitoides ($D_{\text{Ba}} < D_{\text{Y}} < D_{\text{Rb}}$). Igualmente difícil es pensar que la mezcla inicial tenga lugar entre muestras que no pertenecen a la facies más representativa y abundante del CPR, la facies común del plutón de Navalosa.

7.4.3.4 Conclusiones sobre las causas de la variabilidad composicional de los granitoides de Gredos oriental

Los mecanismos que han actuado en estos granitoides son combinación de procesos de cristalización fraccionada y coalescencia de fundidos graníticos con mezcla limitada de los

mismos. La distinción entre ambos es clara cuando el espectro composicional del conjunto es mucho más extenso que el que aquí nos ocupa. En este caso concreto, con un rango de contenidos en SiO_2 que varía del 64 al 76%, de los cuales sólo el 10% está comprendido en el intervalo 64-67% de SiO_2 y el 25% en el intervalo 72-76% de SiO_2 , las tendencias evolutivas no permiten descartar ninguno de los dos procesos, y ambos pueden explicar parcialmente el abanico de composiciones mostrado. No obstante, los modelos y cálculos realizados conducen a pensar que los plutones de tipo Navalosa (granitoides del CPR) se generan por limitado fraccionamiento cristalino a partir de diversos fundidos graníticos emplazados penecontemporáneamente y que coalescen hasta integrar los grandes volúmenes de dimensión batolítica que caracterizan estos complejos plutónicos. Los cuerpos menores circunscritos, que posteriormente los intruyen (plutones tipo CPAC), serían magmas más evolucionados, generados aparentemente por cristalización fraccionada de fundidos parentales equivalentes a tipos Navalosa.

En Gredos se ha argumentado el origen de granitoides por mezcla con magmas básicos (Moreno-Ventas *et al.*, 1995). Los procesos de hibridación en el sector oriental de Gredos actúan a escala local y en casos muy concretos. A 2 Km al sur de la localidad de San Martín del Pimpollar y a 500 m al SE de Navacepedilla de Corneja se observan fenómenos de mezcla entre los granitoides del CPR (facies común de Navalosa y plutón de Navacepedilla respectivamente) y cuerpos métricos de composición tonalítica-cuarzodiorítica. En ambos casos se aprecia una progresiva asimilación del material máfico por parte del granitoide encajante. Por otro lado, es frecuente en la región la aparición de enclaves microgranudos decimétricos, pero la mayoría de ellos presentan bordes netos frente al granitoide encajante, sin evidencias texturales de enfriamiento brusco, y suponen tan sólo menos del 1% en volumen respecto a todo el conjunto. Aún aceptando estos datos como prueba de la existencia de fenómenos de *mixing* (en el caso de los enclaves microgranudos sería más correcto hablar de mezcla mecánica o *mingling*), resulta complicado explicar cómo ha podido generarse el volumen batolítico por mezcla con un material básico tan escasamente representado en el sector. La misma situación se repite si tenemos en cuenta el posible polo félsico del fenómeno de hibridación: el volumen de material leucogranítico está claramente subordinado frente a las litologías monzograníticas y granodioríticas.

Así, en cuanto al granitoide regional, el complejo plutónico de Navalosa, presenta una serie de características litológicas, con una transición entre facies gradual y sin tendencia de variación espacial concreta, que inducen a pensar que no se trata de un único pulso magmático, sino de una intrusión múltiple en forma de pequeños plutones coalescentes de composición similar. Durante su etapa de emplazamiento ha debido experimentar un cierto grado de homogeneización en las zonas de contacto entre los plutones, pero no lo suficientemente intensa como para poder presuponer una mezcla generalizada. Sería más correcto hablar de zonas localizadas de mezcla entre distintas masas intrusivas cuya identificación es confusa por su semejanza con los polos de la mezcla, quedando reflejadas en forma de heterogeneidades.

La cristalización fraccionada en sus diversas modalidades es uno de los mecanismos más viables a la hora de explicar la evolución de materiales graníticos. En Gredos oriental ha jugado un papel importante, pero no es posible demostrar que este proceso excluya por completo a la hibridación. Buena parte de los granitoides de este sector orogénico pueden derivar por cristalización fraccionada de un mismo fundido inicial, pero el espectro composicional global y en particular el del CPAC es tan heterogéneo que excluye una simplificación de tal calibre.

Se puede hablar, por tanto, de una evolución en sistemas abiertos, cuya consecuencia inmediata es la complejidad de las pautas de variación (Wei *et al.*, 1997). A esto se une la dificultad de identificación de los procesos por el carácter restringido de la composición magmática. El sector oriental de Gredos nos permite observar una porción muy limitada de todo el espectro evolutivo posible, causando una falta de definición o dispersión de las tendencias e impidiendo así precisar más sobre su petrogenesis.

7.4.3.5 Estudio de áreas fuente del conjunto granítico de Gredos oriental

Para aproximar la composición del material cuya anatexia ha podido generar los magmas iniciales del sector de Gredos oriental, se ha partido de las composiciones que con mayor probabilidad corresponden a los fundidos cuya diferenciación explica el espectro composicional observado. Los análisis seleccionados pertenecen a la facies común del plutón de Navalosa (identificados como 1 y 3 en las tablas 7.6 y 7.11). Dada la ausencia en todo el área estudiada de materiales que pe Villaseca y Nuez, 1986). La composición en elementos mayores de todas estas litologías figura en la tabla 7.11. Se ha realizado un balance de masas cuyos resultados más satisfactorios pueden observarse en la tabla 7.12 y en la figura 7.22. En ninguno de los casos la composición de los fundidos apoya que el material que compone el protolito sea de tipo metapelítico. Los líquidos iniciales de tipo Navalosa (análisis 1 y 3) se podrían generar por anatexia de litologías ortoderivadas (similares a los ortogneises 60340 y 74785

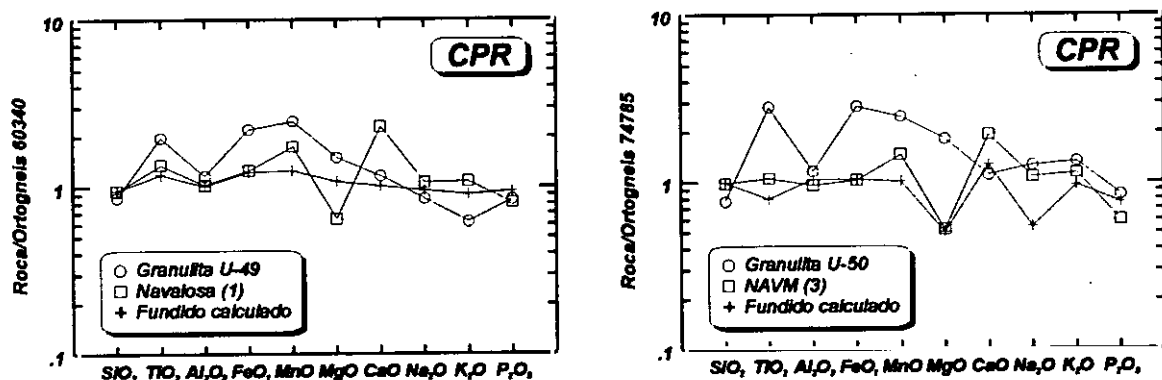


Figura 7.22: Espectros de elementos mayores resultantes de la modelización de la fusión.

Tabla 7.11: Composición química de las litologías empleadas en los modelos de fusión.

<i>Litología</i>	<i>Ortogneises</i>				<i>C.X.G.</i>
	<i>74840</i>	<i>74785</i>	<i>65950</i>	<i>60340</i>	<i>Media</i>
<i>Análisis</i>					
SiO ₂	61.92	64.46	64.85	69.30	67.58
TiO ₂	1.04	0.71	0.85	0.51	0.83
Al ₂ O ₃	16.85	16.67	16.83	15.47	17.22
FeO _{tot}	7.05	5.22	5.51	3.32	6.18
MnO	0.08	0.06	0.08	0.04	0.07
MgO	2.52	1.97	2.22	2.22	2.22
CaO	1.87	1.47	1.63	1.20	0.84
Na ₂ O	2.58	2.47	2.47	3.28	1.37
K ₂ O	3.25	3.99	3.30	3.72	3.45
P ₂ O ₅	0.28	0.25	0.17	0.32	0.23
P.P.C.	1.63	2.19	1.80	1.05	0.00
Total	99.07	99.46	99.71	100.43	99.99

<i>Litología</i>	<i>Granulitas</i>				<i>Navalosa</i>	<i>NAVM</i>
	<i>U-50</i>	<i>U-49</i>	<i>U-92</i>	<i>U-93</i>	<i>1</i>	<i>3</i>
<i>Análisis</i>						
SiO ₂	53.47	60.12	63.05	67.42	65.79	68.38
TiO ₂	1.45	1.01	1.04	0.61	0.70	0.54
Al ₂ O ₃	18.10	18.06	16.44	15.85	15.94	14.98
FeO _{tot}	9.51	7.39	7.34	4.05	4.18	3.44
MnO	0.10	0.10	0.11	0.03	0.07	0.06
MgO	4.05	3.34	3.18	1.75	1.44	1.16
CaO	1.33	1.40	0.98	2.11	2.78	2.32
Na ₂ O	4.14	2.80	3.19	2.82	3.50	3.56
K ₂ O	4.98	2.31	3.38	4.20	4.03	4.24
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.31	0.00	0.26	0.19
P.P.C.	2.78	1.55	1.29	1.48	0.61	0.61
Total	100.18	98.35	100.31	100.32	99.29	99.47

respectivamente) y con tasas de fusión en torno al 25%, dejando un residuo refractario de tipo granulítico (equivalente a las granulitas U-49 y U-50). Las residuales calculadas no son excesivamente bajas, pero si se normalizan las composiciones de los fundidos calculados y reales a la del utilizado (figura 7.22), se comprueba que la mayor dispersión tiene lugar en MnO, MgO y CaO. Estos elementos están presentes en baja proporción, por lo que pequeños errores en su determinación analítica pueden ser responsables de gran parte del error estimado en la modelización.

Tabla 7.12: Composición química de los protolitos, residuos de fusión, fundidos reales y fundidos calculados para los modelos de fusión parcial.

	Protolito	Residuo	Fundido	Fun.calc.	Resid.
Litología	Ortogneis	Granulita	Navalosa		
Análisis	60340	U-49	1		
% fusión			25.1		

Composición química (% en peso)

SiO ₂	69.30	60.12	65.79	66.27	-0.479
TiO ₂	0.51	1.01	0.70	0.61	0.091
Al ₂ O ₃	15.47	18.06	15.94	15.75	0.185
FeO _t	3.32	7.39	4.18	4.10	0.076
MnO	0.04	0.10	0.07	0.05	0.020
MgO	2.22	3.34	1.44	2.41	-0.974
CaO	1.20	1.40	2.78	1.22	1.557
Na ₂ O	3.28	2.80	3.50	3.13	0.374
K ₂ O	3.72	2.31	4.03	3.37	0.665
P ₂ O ₅	0.32	0.27	0.26	0.30	-0.044
Total	99.38	96.80	98.68	97.21	
ΣR ²					4.234

	Protolito	Residuo	Fundido	Fun.calc.	Resid.
Litología	Ortogneis	Granulita	NAVIM		
Análisis	74785	U-50	3		
% fusión			28.7		

Composición química (% en peso)

SiO ₂	64.46	53.47	68.38	69.17	-0.790
TiO ₂	0.71	1.45	0.54	0.41	0.134
Al ₂ O ₃	16.67	18.10	14.98	16.14	-1.157
FeO _t	5.22	9.51	3.44	3.48	-0.044
MnO	0.06	0.10	0.06	0.04	0.018
MgO	1.97	4.05	1.16	1.12	0.040
CaO	1.47	1.33	2.32	1.53	0.791
Na ₂ O	2.47	4.14	3.56	1.79	1.767
K ₂ O	3.99	4.98	4.24	3.60	0.645
P ₂ O ₅	0.25	0.27	0.19	0.24	-0.053
Total	97.27	97.40	98.87	97.51	
ΣR ²					6.152

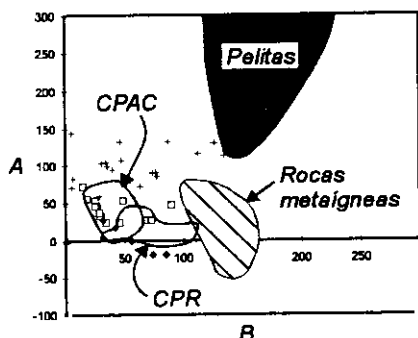


Figura 7.23: Diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983), para los granitoides de Gredos oriental. Se han representado también los campos de protolitos pelíticos, metaígneos y fundidos experimentales obtenidos a partir de ellos (cruces y cuadrados/rombos respectivamente). Modificado de Villaseca *et al.*, en prensa.

Esta conclusión es la misma que reflejan Villaseca *et al.* (en prensa) refiriéndose a los granitoides de la Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo. Aunque en ese sector se distinguen dos grandes series graníticas (tipos PS (peraluminicos con biotita-cordierita-monacita) y PI (peraluminicos con biotita \pm anfíbol + allanita)), ambas pueden ser explicadas como resultado de cristalización fraccionada a partir de líquidos generados por fusión de protolitos metaígneos equivalentes a los ortogneises glandulares aflorantes. Tanto en Guadarrama-Montes de Toledo como en Gredos oriental, el rango composicional de los granitoides se solapa al campo representado por fundidos experimentales procedentes de rocas metaígneas (cuadrados en la figura 7.23, modificada de Villaseca *et al.*, *op.cit.*), considerablemente más empobrecido en Al_2O_3 que los líquidos derivados de litologías pelíticas (cruces en la figura mencionada). Por tanto, en el área de estudio, la derivación de los magmas iniciales a partir

de materiales paraderivados parece improbable.

7.5 TIPOS DE PLUTONISMO EN EL SECTOR GRANÍTICO DE GREDOS ORIENTAL

En función de los datos aportados por el presente trabajo, y por comparación con áreas próximas del hercínico peninsular (ver características litológicas y datos analíticos de los otros sectores en las respectivas referencias bibliográficas), pueden establecerse una serie de grandes grupos plutónicos en el sector oriental de Gredos.

El primero de ellos está integrado por los granitoides del complejo plutónico regional (CPR). Son granitoides en su mayoría exclusivamente biotíticos, con pautas de evolución alúmino-cafélicas. Constituyen grandes volúmenes de dimensiones batolíticas y son equivalentes a los granitoides calcoalcalinos de la nomenclatura de Capdevila *et al.* (1973), a los granitoides de feldespato calcoalcalino (Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca, 1980) o a la facies Alberche de afinidad granodiorítica (Bea & Moreno-Ventas, 1985, a y b). Igualmente se incluyen en el grupo de granitoides peraluminicos post-pico metamórfico (Villaseca *et al.*, 1993), aunque muestran características transicionales entre los tipos PS y PI definidos por estos autores, con mayor afinidad hacia los primeros. En el área de Gredos estudiada por Moreno-Ventas (1991) este tipo de plutonismo está representado por los granitoides biotíticos con enclaves microgranulares (GEM biot). En Guadarrama occidental, por el contrario, constituye dos grandes series plutónicas para las que se suponen diferentes orígenes (Casillas, 1989), por un lado la facies Hoyo de Pinares (más semejante al

complejo plutónico de Navalosa y al plutón de Navacedilla) y por otro la facies Navas del Marqués (correlacionable con el plutón de Navadijos). Las características de los granitoides del CPR en Gredos oriental, tanto litológicas como geoquímicas, inducen a pensar que se trata de una sola unidad plutónica derivada por cristalización fraccionada a partir de un protolito de naturaleza ortogneísica que posee un grado restringido de variación composicional.

Un hecho que llama la atención es la existencia de cordierita en el granitoide de Barajas. La transición granitoides biotíticos - granitoides biotíticos con cordierita - nebulitas del complejo anatético, que se produce en el sector occidental del área de estudio, también ha sido observada en el macizo de Gredos (Moreno-Ventas, 1991). En esa zona, se pasa gradualmente de un monzogranito - granodiorita biotítico más o menos porfídico (GEM biot, equivalente a los plutones de Navacedilla, Navalosa porfídico y Navalosa común) a otra roca muy semejante pero con presencia de cordierita (GEM biot + cord, equivalente al granitoide de Barajas) asociada siempre a dominios metasedimentarios de alto grado (por encima de la isograda sillimanita + feldespato potásico) con migmatitas (nebulitas indiferenciadas). La fusión de protolitos corticales implica reacciones de destrucción de minerales máficos (biotita, o granate en niveles corticales más profundos) en las que se producen cordierita / granate y feldespato potásico en equilibrio con el fundido. Parte de esta cordierita puede ser incorporada al magma granítico, explicando así la distribución del granitoide de Barajas bordeando al dominio anatético de la Peña Negra y en contacto gradual (en ocasiones) con el plutón de Navalosa. Ello implica que las últimas etapas de la anatexia cortical generalizada que afecta al complejo migmatítico están próximas en el tiempo al emplazamiento del CPR. En efecto, se han observado enclaves metapelíticos en las nebulitas de la Peña Negra con foliación crenulada atribuible a la F_3 hercínica regional que inducen a pensar que el proceso de migmatización se prolonga en el tiempo hasta después de dicha fase deformativa, y por otro lado los granitoides del CPR son de pre- a sincinemáticos respecto a la F_4 . Por tanto podría haber un intervalo de solapamiento entre ambos eventos, anatexia del complejo migmatítico y emplazamiento del CPR.

En cuanto al conjunto de plutones ácidos circunscritos (CPAC), dada la inexistencia de relaciones de contacto entre sus diferentes plutones, resulta aventurado establecer nexos de unión entre ellos. Todos son biotítico - cordieríticos y, cuando el número de muestras analizadas lo permite, muestran pautas aluminicas, con escasa variación en fases minerales máficas, dado su carácter eminentemente leucocrático. Es patente la diversidad de los granitoides que lo constituyen, y en él pueden distinguirse varios tipos de plutonismo.

Por un lado, los granitoides relacionados con zonas metamórficas de alto grado, localizados en el sector adyacente al complejo anatético de la Peña Negra (plutones de San Martín y Los Boquerones) son equivalentes a los leucogranitos peraluminicos que afloran en el macizo de Gredos (Moreno-Ventas, 1991), para los que se supone un origen por fusión parcial de material crustal. Son series de carácter aluminico, con espectros de tierras raras netamente diferentes al resto de granitoides del sector y que guardan semejanzas con los leucogranitos cordieríticos de la Peña Negra (Pereira, 1992), fundidos parciales del proceso

anatético que genera las migmatitas mesocráticas. Aunque en Gredos oriental la diferenciación de estos granitoides está controlada esencialmente por procesos de cristalización fraccionada, en su origen deben participar magmas relacionados con las últimas etapas del proceso anatético (en mayor proporción en el caso del granitoide de San Martín) junto con fundidos extraídos de áreas fuente similares a las que generan los granitoides regionales.

El plutón de Venero Claro es un caso singular en el sector de Gredos. Representa un tipo de magmatismo más frecuente en dominios occidentales de la zona Centro-Ibérica. Se trata de granitoides aluminicos con megacristales de feldespatos potásico y abundantes fenocristales de cordierita, normalmente de emplazamiento epizonal y con zonación concéntrica. Suelen ser frecuentes silicatos aluminicos como andalucita \pm sillimanita (plutones de Cabeza de Araya, Corretgé, 1971 y Campanario-La Haba, Alonso-Olazábal *et al.*, 1996, en Extremadura; plutón de Cipérez-Garcirrey, Díez Montes & Gallastegui, 1992, en Salamanca). En determinadas ocasiones (granito de Las Cabezas, Alonso-Olazábal *et al.*, 1997, en Extremadura) se los relaciona mediante procesos de cristalización fraccionada con granitoides moderadamente peraluminicos más semejantes al CPR (granodiorita biotítica con anfíbol ocasional del sector NO del batolito de Los Pedroches). La similitud de los espectros de tierras raras entre el granitoide de Venero Claro y ciertos litotipos del CPR (especialmente la facies porfídica del plutón de Navalosa) no induce a pensar que el protolito de aquél haya sido diferente al del granitoide regional.

El plutón de Majadillas presenta características semejantes a granitos microporfídicos de Guadarrama occidental (Casillas, 1989). Este autor los interpreta como una facies de enfriamiento rápido del magma monzogranítico de tipo Hoyo de Pinares (Casillas & Peinado, 1987), equivalente al granitoide de Navalosa, por lo que no es aventurado suponer un origen análogo para el plutón de Majadillas. Además, de todos los plutones ácidos circunscritos de Gredos oriental para los que se ha modelizado el proceso de cristalización fraccionada a partir de fundidos equivalentes al granitoide regional, es el de Majadillas el que requiere menores tasas de separación de cristales, por lo que el fundido que lo genera no ha tenido oportunidad de diferenciarse hasta un grado tan exhaustivo como lo han hecho los magmas iniciales de los demás granitoides del CPAC, característica que apoya la idea de un relativamente corto tiempo de enfriamiento para el plutón.

El resto de los plutones del CPAC (San Juan, Garganta, El Salobral y Cuervo) son análogos a los granitoides diferenciados G₄ en Guadarrama (Fúster & Villaseca, 1987), y todos ellos corresponden a líquidos residuales de los magmas granodioríticos - monzograníticos regionales. La diferenciación a escala de plutón es muy restringida, pues se trata de fracciones muy evolucionadas. En Guadarrama occidental (Casillas, 1989) forman pequeños afloramientos de leucogranitos cordieríticos en contacto neto con los granitoides regionales de Hoyo de Pinares, y son interpretados como el resultado de la inyección en régimen distensivo de los residuos más diferenciados del conjunto granítico.

8. CONCLUSIONES

8. CONCLUSIONES

En el sector oriental de Gredos (Sistema Central Español) aflora un extenso conjunto de granitoides fundamentalmente tardicinemáticos respecto a las principales fases deformativas hercínicas. En él pueden distinguirse dos grandes grupos. El primero de ellos, o complejo plutónico regional (CPR), es el más importante en volumen y está constituido por monzogranitos-granodioritas de tamaño de grano medio-grueso, variablemente porfídicos y exclusivamente biotíticos, con allanita y monacita accesorias. Por el O entra en contacto con el complejo plutono-metamórfico catazonal de la Peña Negra a través de una banda de granitoides cordieríticos que bordea a éste (afloramiento de Barajas). Por el E intruye en niveles epizonales en el complejo metamórfico de La Cañada - Cebreros - El Tiemblo. Está formado por los plutones de Navalosa, con una facies común (NAVM) y otra porfídica (NAV), Navacepedilla (NAVC), Navadijos (NAVD) y el ya mencionado Barajas (BAR).

El segundo grupo, o conjunto de plutones ácidos circunscritos (CPAC), está formado por una serie de pequeños plutones, intrusivos en el CPR, en su mayoría graníticos-leucograníticos, con porcentajes variables de biotita, moscovita y cordierita y muy escasa monacita. Comprende los granitoides de Majadillas (MAJ), Los Boquerones (BOQ), San Juan de la Nava - El Barraco (SJ), Venero Claro (VC), Garganta del Villar - La Serrota (GAR), El Salobral (SLBR), Cuervo y San Martín de la Vega del Alberche (SMVA).

Las determinaciones cronológicas radiométricas (Rb-Sr en roca total) realizadas indican una edad de emplazamiento para el CPR entre 306 (facies común de Navalosa) y 301 m.a. (facies evolucionadas asociadas a granitoides regionales de áreas vecinas), con relaciones isotópicas iniciales de estroncio de 0.708-0.709. La edad obtenida para el plutón de Los Boquerones, seleccionado como representante del CPAC, no concuerda con los datos geológicos de afloramiento (310 m.a., más antigua que la de su encajante) y su relación isotópica inicial es sensiblemente más elevada (0.714).

El espectro de variación geoquímica de roca total de los granitoides del área es bastante restringido (65-75% de SiO_2). Todos son peraluminicos o moderadamente peraluminicos. El CPR muestra pautas de tipo alúmino-caféico, mientras que en el CPAC se insinúan tendencias aluminicas. A grandes rasgos, se observa una disminución de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{tot} , MgO , CaO y P_2O_5 al aumentar los contenidos en SiO_2 y K_2O . En elementos traza, Rb y Tl se comportan como elementos incompatibles, y Ba, Sr, V, Co, Cu y Ni son compatibles.

Los espectros de tierras raras son semejantes en todos los granitoides del sector, escasamente fraccionados (La_n/Yb_n entre 6 y 17) y con anomalía de europio variable (entre 0.24 y 0.72). El plutón de San Martín presenta un espectro con mayor anomalía negativa de Eu y menor fraccionación que el resto, además de estar muy empobrecido en R.E.E., rasgo compartido con el plutón de Los Boquerones.

El estudio químico de las fases minerales principales tampoco diferencia claramente unos granitoides de otros, excepción hecha del plutón de San Martín. Las micas trioctaédricas son biotitas férricas, y no permiten distinguir claramente la afinidad geoquímica de la roca que las contiene mediante los diagramas habitualmente empleados para ello. No obstante, no se observan pautas de evolución calcoalcalina (o de granitoides de tipo PI) en los plutones del CPAC estudiados. Las moscovitas son en su mayoría de aspecto textural secundario. Los indicadores químicos utilizados para discernir si se trata de moscovitas primarias o secundarias arrojan resultados ambiguos. Por otra parte, el contenido en los elementos analizados presenta grandes solapamientos entre los diferentes plutones. Lo mismo ocurre con los feldespatos alcalinos, independientemente de que se trate de cristales intersticiales, megacristales o simplectitas. Las plagioclasas son menos cálcicas cuanto mayor es el grado de evolución del granitoide que las contiene. En el CPR son en su mayoría andesinas y oligoclasas, con un rango de variación desde labradoritas hasta albitas. En el CPAC, la distribución está desplazada hacia el extremo sódico; no hay labradoritas, el tipo predominante es la oligoclasa y hay mayor porcentaje de albitas que en el CPR. Los zonados tienden a ser oscilatorios complejos en el CPR, especialmente en el plutón de Navalosa, y continuos simples en el CPAC, reflejo de la mayor brevedad del período de cristalización de estos últimos granitoides. Los minerales opacos, sean primarios o secundarios, son mayoritariamente ilmenitas. No existe ninguna magnetita pura, aunque sí hay términos intermedios entre ésta y hematites, cuya existencia probablemente sea debida a exoluciones submicroscópicas.

Los intentos de delimitar las condiciones termobáricas de emplazamiento de los granitoides de Gredos oriental se ven restringidos por la escasa variabilidad paragenética existente. Las temperaturas obtenidas a partir de biotitas oscilan entre 692 y 932 °C para el CPR, con un rango menor para el CPAC (668-820 °C). Tanto moscovitas como feldespatos proporcionan valores de temperatura *subsolidus*. Solamente en la facies porfídica del plutón de Navalosa y en el plutón de Majadillas se obtienen a partir de feldespatos temperaturas que pueden corresponder a etapas próximas a la consolidación final del granitoide (687-705 °C). A la vista de los datos experimentales, la presencia de moscovita primaria y cordierita retrogradada a agregados micáceos en los plutones de San Juan y San Martín indica que sus condiciones de cristalización debieron situarse en torno a 2.8-3.2 Kb y 640 °C. El resto de plutones del CPAC (Majadillas, Venero Claro, Garganta, Los Boquerones, Cuervo y El Salobral), con cordieritas magmáticas totalmente recrystalizadas por productos micáceos, debieron emplazarse a presiones probablemente inferiores a 3.2 Kb, y tal vez incluso menores que 2 Kb para permitir la cristalización magmática de andalucita en alguno de ellos.

El análisis multivariante (funciones discriminantes y componentes principales) revela que el CPR es un grupo petrogenéticamente coherente, controlado por un aumento de la acidez y disminución de ferromagnesianos al progresar la evolución, mientras que el CPAC no puede explicarse como resultado de un único proceso evolutivo.

Los contenidos en elementos menores y trazas y sus relaciones y espectros, así como los escasos datos de relaciones isotópicas iniciales de Sr, indican que los plutones de Gredos

oriental se generan a partir de protolitos de naturaleza predominantemente cortical. Las diferencias entre los granitoides del CPR y del CPAC son pequeñas, por lo que ambos grupos podrían considerarse como derivados de magmas iniciales muy similares. Al margen de este esquema general se sitúan los granitoides de San Martín y, en menor medida, Los Boquerones, que tienen ciertas afinidades con plutones félsicos altamente diferenciados de tendencia perfosfórica.

La escasa variabilidad composicional, tanto a nivel litológico como de química de roca total y mineral se traduce en una falta de definición a la hora de tratar de modelizar la petrogénesis de los granitoides de este sector orogénico. La dispersión de los datos induce a pensar que los procesos responsables de la diversificación de estos plutones son una combinación de mecanismos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas graníticos, actuando estos últimos a escala local. En la cristalización fraccionada intervienen proporciones variables de cuarzo, feldespatos, biotita, ilmenita, apatito y, en determinados casos, circón, monacita y quizás xenotima. La tasa de cristalización requerida es mayor en los plutones del CPAC. El magma inicial del conjunto plutónico (salvo para Los Boquerones y San Martín) tiene una composición semejante a los granitoides menos diferenciados del plutón de Navalosa, y puede generarse por anatexia de protolitos ortoderivados composicionalmente equivalentes a ortogneises glandulares del Sistema Central Español. El plutón de San Martín podría derivar, mediante cristalización fraccionada, de líquidos originados por protolitos similares a los encontrados en el complejo anatético de la Peña Negra. Por último, el granitoide de Los Boquerones podría originarse por fraccionamiento cristalino de magmas parentales algo distintos a los de Navalosa pues, aparte de su mayor complejidad de modelización en P, R.E.E. y otros elementos traza, su relación isotópica inicial de Sr implicaría protolitos más enriquecidos en Sr radiogénico. En su génesis deben de participar líquidos residuales procedentes del vecino complejo anatético de la Peña Negra junto con fundidos similares a los que dan lugar a los granitoides regionales de Gredos oriental.

9. BIBLIOGRAFIA

9. BIBLIOGRAFIA

AGTERBERG, F.P. (1974): *Geomathematics. Developments in Geomathematics*, 1. Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 596 pp.

ALBUQUERQUE, C.A.R. (1973): Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 1779-1802.

ALONSO-OLAZABAL, A.; ARANGUREN, A.; CARRACEDO, M. & LARREA, F.J. (1996): Tipología del plutón de Campanario-La Haba: Implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, 20 (3): 590-593.

ALONSO-OLAZABAL, A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F.J. & ARANGUREN, A. (1997): Caracterización del plutón granodiorítico de Los Pedroches en su sector noroccidental (comarca de La Serena, Badajoz). *Geogaceta*, 22: 11-14.

ALLEGRE, C.J. & MINSTER, J.F. (1978): Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 1-25.

ANDONAEGUI, P. (1990): Geoquímica y geocronología de los granitoides del Sur de Toledo. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 365 pp.

APARICIO, A. & GALAN, E. (1980): Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central Español (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, 36: 75-84.

APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARABALLO, J.M.; PEINADO, M. & TINAO, J.M. (1975): Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. *Memorias del I.G.M.E.*, 88. Servicio de Publicaciones, Ministerio de Industria, Madrid, 147 pp.

APARICIO, A.; BARRERA, J.L. & SANTOS, V. (1977): Los granitos hercínicos sincinemáticos de la Sierra del Valle (sector oriental de Gredos, Sistema Central Español) y sus relaciones con las series graníticas «postectónicas». *Estudios Geológicos*, 33: 575-580.

APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRÄNDLE, J.L.; GARCIA CACHO, L. & SANTOS, V. (1983): Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centrorienta del Sistema Central Español. *Estudios Geológicos*, 39: 271-306.

ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-CATALAN, J.R. & VILLASECA, C. (1991): Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 195-201.

ASENSIO, I. (1966): El sistema morfogenético fluvio-torrencial en la zona meridional de la Sierra de Gredos. *Estudios Geográficos del Instituto «Juan Sebastián Elcano»*, 27: 53-73.

AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; HACAR, M.; MARTIN PARRA, L.M.; MARTINEZ-CATALAN, J.R. & PEREZ ESTAUN, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo. En «*Paleozoico Inferior de Ibero-América*». J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (editores), Universidad de Extremadura, pp. 469-483.

BABIN, R.B. (1975): Estudio estructural de los afloramientos metamórficos de la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar (Sierra de Gredos). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 274 pp.

BABIN, R.B. (1978): Caracteres generales de la tectónica tardihercínica de fracturación en la Sierra de Gredos (Región de Béjar-Piedrahita). *Boletín Geológico y Minero*, 89 (6): 545-549.

BARBERO, L.C. (1992): Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 351 pp.

BARBERO, L.C. (1995): Granulite-facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo, Spain: late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 365-382.

BARBERO, L.C. & VILLASECA, C. (1992): The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 127-138.

BARBERO, L.C.; VILLASECA, C.; ROGERS, G. & BROWN, P.E. (1995): Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo (Spain). *Journal of Geophysical Research*, 100, B8: 15745-15765.

BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRÄNDLE, J.L. & PEINADO, M. (1981): Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (Sector Español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 219-234.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicaticonic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.

BEA, F. (1976): Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Studia Geologica Salmantica*, **11**: 25-73.

BEA, F. (1982): Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Avila (Sistema Central Español). *Boletín Geológico y Minero*, **93**: 59-67.

BEA, F. (1985): Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del batolito de Avila (sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies. *Revista de la Real Academia de Ciencia Exactas, Físicas y Naturales*, **79** (4): 549-572.

BEA, F. & MORENO-VENTAS, I. (1985 a): Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (batolito de Avila, Sistema Central Español). Criterios para su identificación. *Studia Geologica Salmantica*, **20**: 175-203.

BEA, F. & MORENO-VENTAS, I. (1985 b): Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Avila; Sistema Central Español). *Studia Geologica Salmantica*, **20**: 137-174.

BEA, F. & UGIDOS, J.M. (1976): Anatexia inducida: Petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca. *Studia Geologica Salmantica*, **11**: 9-24.

BEA, F.; FERSHTATER, G.B. & CORRETGE, L.G. (1992): The geochemistry of phosphorous in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos*, **29**: 43-56.

BEA, F.; PEREIRA, M.D.; CORRETGE, L.G. & FERSHTATER, G.B. (1994): Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorous granites: The Pedrobernardo pluton, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58** (12): 2609-2627.

BELLIDO, F. & BRÄNDLE, J.L. (1979): An application of Q-mode factor analysis to the geochemical study of a granitic pluton (La Cabrera, Sistema Central, Spain). *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, **13**: 111-123.

BRANDEBOURGER, E. (1984): Les granitoïds hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Pétrographie et géochimie. *Thèse Doctoral de 3ème cycle, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Vandoeuvre-les-Nancy, Francia*, 209 pp.

BROWN, W.L. & PARSONS, I. (1981): Towards a more practical two-feldspar geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 369-377.

CABALLERO, J.M.; CASQUET, C.; GALINDO, C.; GONZALEZ-CASADO, J.M.; PANKHURST, R. & TORNOS, F. (1993): Geocronología por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, S.C.E., España. *Geogaceta*, 13: 16-18.

CAPDEVILA, R. (1969): Le metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). *Thèse Univ. Montpellier, Francia*, 430 pp.

CAPDEVILA, R. & FLOOR, P. (1970): Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero*, 81 (2-3): 215-225.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L.G. & FLOOR, P. (1973): Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 15 (3-4): 209-228.

CAPOTE, R. (1972): Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 289 pp.

CAPOTE, R. (1983): La estructura de la extensión SE de la zona Centro-Ibérica en el Sistema Central. En «*Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*», J.A. Comba (coordinador), Servicio de Publicaciones del I.G.M.E., Madrid, I: pp 467-476.

CAPOTE, R. (1985): Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica prehercínica y hercínica. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79 (4): 511-522.

CAPOTE, R. & VEGAS, R. (1968): El paleozoico de los alrededores de Avila. *Estudios Geológicos*, 24: 181-189.

CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 455-469.

CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J.M. & DE VICENTE, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11: 305-311.

CARRINGTON, J. (1950): Noticia sobre uma carta geológica de Buçaco, de Nery Delgado. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 28 pp.

CASILLAS, R. (1989): Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama - Sistema Central Español (Las Navas del Marqués - San Martín

de Valdeiglesias). Petrología, geoquímica, génesis y evolución. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 316 pp.

CASILLAS, R. & PEINADO, M. (1987): Secuencias graníticas en el área de San Martín de Valdeiglesias (Sistema Central Español). En «*Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*», F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza & M.D. Rodríguez Alonso (editores), *Ed. Rueda*, Madrid, pp. 281-292.

CASILLAS, R.; PEINADO, M. & BRÄNDLE, J.L. (1989): Génesis y evolución de la asociación calcoalcalina del sector occidental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Studia Geologica Salmanticensia*, volumen especial 4: 61-80.

CASILLAS, R.; VIALETTE, Y.; PEINADO, M.; DUTHOU, J.L. & PIN, CH. (1991 a): Ages et caractéristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoïdes de la Sierra de Guadarrama occidentale (Espagne). *Abstract Séance Spécialisée de la Société Géologique de la France à la mémoire de Jean Lameyre. Granites océaniques et continentaux*.

CASILLAS, R.; BRÄNDLE, J.L.; HUERTAS, M.J.; PEINADO, M.; PEREZ-SOBA, C. & VILLASECA, C. (1991 b): Contenido y variación de las tierras raras en los granitoides tardihercínicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 14: 261-271.

CASTELLON, T. (1995): Los plutones graníticos de Villacastín y La Granja (Sierra de Guadarrama): Petrología, geoquímica y geocronología Rb-Sr. *Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid*, 163 pp.

CASTRO, A. & DE LA ROSA, J.D. (1994): Nomarski study of zoned plagioclase from granitoids of the Seville Range batholith, SW Spain. Petrogenetic implication. *European Journal of Mineralogy*, 6: 647-656.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I. & DE LA ROSA, J.D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth-Science Reviews*, 31: 237-253.

CLEMENS, J.D. & WALL, V.J. (1988): Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21: 53-66.

COCHERIE, A. (1985): Interaction manteau-croûte: Son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Rennes, Francia. Documents du B.R.G.M.*, 90, 246 p.

CORRETGE, L.G. (1971): Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). *Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca*, 453 pp.

CORRETGE, L.G. (1983): Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. En «Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España*». J.A. Comba (coordinador), Servicio de Publicaciones del I.G.M.E., Madrid, I: 569-592.

CUESTA, A. (1991): Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. *Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, Ediciós Do Castro, Serie Nova Terra*, 5, 417 pp.

CHANDRASEKARAN, V. & SRIVASTAVA, R.K. (1992): Multivariate statistical analysis of polyphase igneous rocks of the Malani igneous province with special reference to Sarnu-Dandali area, western Rajasthan. *Journal of the Geological Society of India*, 40: 217-233.

CHAPPELL, B.W. (1997): Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: Its causes and implications for the physical state of granite magma. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 88: 159-170.

CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. & WYBORN, D. (1987): The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28 (6): 1111-1138.

CHATTERJEE, N.D. & JOHANNES, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M-muscovite - $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48: 89-114.

DAVIS, J.C. (1973): Numerical petrology. Ed. John Wiley & Sons Inc., New York, 550 pp.

DE BRUIYN, H.; VAN DER WESTHUIZEN, W.A. & SCHOCH, A.E. (1983): The estimation of FeO, F and H_2O^+ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Journal of Trace and Microprobe Techniques*, 1: 399-413.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.

DE LA ROSA, J.D. & CASTRO, A. (1994): Aplicación de la microscopía Nomarski al estudio de la zonación en plagioclasas de granitoides. Implicaciones en mezcla de magmas. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 17-1: 90-91.

DE LA ROSA, J.D. & QUINTERO, M. (1995): Estudio de las plagioclasas de granitoides híbridos del Macizo Ibérico mediante microscopía de interferencia de contraste Nomarski. *Geogaceta*, 18: 165-168.

DE LAS DOBLAS, M. (1990 a): Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona Central de Gredos y áreas adyacentes). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 465 pp.

DE LAS DOBLAS, M. (1990 b): Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 15: 219-226.

DE LAS DOBLAS, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191: 325-334.

DE LAS DOBLAS, M. & RUBIO, J. (1989): Bloqueo y dislocación antitética de superficies de *detachment* en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14: 117-122.

DE LAS DOBLAS, M.; CAPOTE, R. & CASQUET, C. (1983): Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Stydia Geologica Salmanticensia*, 18: 27-38.

DE PAOLO, D.J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.

DE PEDRAZA, J. (1978): Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.

DE PEDRAZA, J. (1989): Macizo Hespérico, Sistema Central. En «*Territorio y Sociedad en España*», I: 52-68.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. *Ed. Longman Scientific & Technical, Essex, Inglaterra*, 696 pp.

DEL PRADO, C. (1862): Reseña geológica de la provincia de Avila y de la parte occidental de la de León. *Junta General de Estadística*.

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1980): Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios Geológicos*, 36: 339-348.

DIEZ BALDA, M.A. (1986): El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca. Acta Salmanticensia*, 52, 162 pp.

DIEZ BALDA, M.A. & VEGAS, R. (1992): La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro-Ibérica. En «*Paleozoico Inferior de Ibero-América*». J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (editores), Universidad de Extremadura, pp. 523-534.

DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. & GONZALEZ-LODEIRO, F. (1990 a): Central-Iberian Zone. Autochthonous sequences. Structure. En «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*». R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (editors), Ed. Springer-Verlag, Berlín, pp. 172-188.

DIEZ BALDA, M.A.; GARCIA CASQUERO, J.L.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V. & ROBLES, R. (1990 b): Cizallamientos verticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (zona Centro-Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3 (1-2): 117-125.

DIEZ BALDA, M.A.; MARTINEZ-CATALAN, J.R.; VILLAR, P.; ESCUDER, J. & PUY AYARZA (1992): Cizallamientos dúctiles de escala regional en la provincia de Salamanca. *III Congreso Geológico de España*, Salamanca, volumen Guía de las excursiones geológicas: 262-278.

DIEZ MONTES, A. & GALLASTEGUI, G. (1992): Geología del plutón granítico de Cipérez-Garcirrey (Prov. Salamanca, España). *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 17: 279-292.

DROOP, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435.

DYMEK, R.F. (1983): Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68: 880-899.

ESCUDER, J.; ARENAS, R. & MARTINEZ-CATALAN, J.R. (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, **238**: 117-138.

EUGERCIOS, L. (1994): Petrología y geocronología Rb-Sr de plutones del sector central de la Sierra de Guadarrama (macizos de Alpedrete y de La Atalaya Real). *Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid*, 170 pp.

EUGSTER, H.P.; ALBEE, A.L.; BENCE, A.E.; THOMPSON, J.B. & WALDBAUM, D.R. (1972): The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *Journal of Petrology*, **13** (1): 147-179.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZALEZ-LODEIRO, F. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia central. *Anais da Faculdade de Ciências, Universidade de Porto, Memorias*, **1**: 411-431.

FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. *Ed. John Wiley & Sons*, Nueva York, 589 pp.

FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976): Estudio meso- y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 305 pp.

FERNANDEZ NAVARRO, L. (1916): Notas petrográficas: Diorita cuarcífera de Peguerinos (Avila). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **16**: 107-111.

FERSHTATER, G.B. (1973): Distribution of titanium and sodium between minerals of granitoids as a geological thermometer. *Geochemistry International*, **110**: 57-65.

FLOOR, P.; KISCH, H.J. & OENING SOEN (1970): Essai de correlation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord de Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, **81** (2-3): 242-244.

FOSTER, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, **354-B**: 11-49.

FROST, B.R. & LINDSLEY, D.H. (1991): Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. En «*Oxide Minerals*». D.H. Lindsley (editor), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, **25**: 433-468.

FRYDA, J. & BREITER, K. (1995): Alkali feldspars as main phosphorous reservoirs in rare-metal granites: three examples from the Bohemian Massif (Czech Republic). *Terra Nova*, **7**: 315-320.

FUSTER, J.M. & IBARROLA, E. (1951): Rocas de España central; pegmatitas y pertitas de Piedralaves (Avila). *Estudios Geológicos*, 7: 7-27.

FUSTER, J.M. & VILLASECA, C. (1987): El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. En «*Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*». F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza & M.D. Rodríguez Alonso (editores), Ed. Rueda, Madrid, pp. 27-35.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. & PEINADO, M. (1974): Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Boletín Geológico y Minero*, 85: 595-600.

GALINDO, C.; HUERTAS, M.J. & CASQUET, C. (1994): Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta*, 16: 23-26.

GARCIA, D. (1988): Importance de la fraction cumulative dans les granitoïdes produits par cristallisation fractionnée; exemple des granites de la région de Vila Real (Nord Portugal). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences*, 307 (II): 1879-1885.

GARCIA, J.C.; ALVAREZ, F. & DOMINGUEZ, A. (1995): Magmatic structuration of granitic facies in the Sierra Paramera in the Spanish Central System (Central Spain). *Terra Abstracts, Abstracts Supplement* 1: 142.

GARCIA CACHO, L. (1973): Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*.

GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1960): Los granitos del centro-oeste de España. *21st. International Geological Congress, Copenhagen. Rep. pt. 14: 131-137*.

GARCIA PUELLES, E. (1925): Estudio de yacimientos metalíferos de piritas de hierro, blenda, cobre y plomo en los términos de Cebreros, Hoyo de Pinares y Sotillo de la Adrada.

GIL TOJA, A.; JIMENEZ-ONTIVEROS, P. & SEARA, J.R. (1985): La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 9: 91-103.

GONZALEZ UBANELL, A. (1977): Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español. *Boletín Geológico y Minero*, 88 (5): 365-370.

GONZALEZ UBANELL, A. (1982): Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 217 pp.

GONZALEZ UBANELL, A. & DE LAS DOBLAS, M. (1987): Modelos geotectónicos de los diques E-O en el Sistema Central Español. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12: 183-191.

GREEN, N.L. & USDANSKY, S.I. (1986): Towards a practical plagioclase-muscovite thermometer. *American Mineralogist*, 71: 1109-1117.

HASSAN MOHAMUD, ABDULLAH (1996): Estudio de los granitos uraníferos del macizo de Cadalso-Casillas de Flores (Salamanca-Cáceres, España). *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 318 pp.

HASSELTON, H.T.; HOVIS, G.L.; HEMINGWAY, B.S. & ROBIE, R.A. (1983): Calorimetric investigation on the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: Lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *American Mineralogist*, 68: 398-413.

HERNANDEZ-PACHECO, F. (1934): El glaciario cuaternario de La Serrota (Avila). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, B, 33 (10): 417-420.

HERNANDEZ-PACHECO, F. & VIDAL BOX, C. (1934): El glaciario cuaternario de La Serrota (Avila). *Com. Investigaciones Geográficas*, 1, 59 pp.

HERREROS, V.M. (1995): El conjunto plutónico tardihercínico de Navaluenga-Navatalgordo (sector oriental de Gredos, Sistema Central Español). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 18-2: 102-103.

HERREROS, V.M. (1996 a): Geoquímica del conjunto plutónico tardihercínico del sector oriental de Gredos (Sistema Central Español). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 19: 131-145.

HERREROS, V.M. (1996 b): Plutonismo peraluminico tardihercínico en el sector oriental de Gredos (Sistema Central Español): Caracterización y relación con etapas previas. *Geogaceta*, 19: 47-50.

HERREROS, V.M. (1996 c): Análisis multivariante de datos químicos en granitoides tardihercínicos. *Geogaceta*, 20 (3): 597-600.

HERREROS, V.M. & BELLIDO, F. (1993): Transformaciones producidas por un proceso de milonitización en rocas graníticas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18: 47-63.

HERREROS, V.M.; REYES, J.; BELLIDO, F.; BUYO, F. & LASALA, M.J. (1993): Estudio y datación por el método Rb-Sr de una zona de fracturación en granitoides tardihercínicos. *V Congreso de Geoquímica de España*, Soria, pp. 164-170.

HEWITT, D.A. & ABRECHT, J. (1986): Limitations on the interpretation of biotite substitutions from chemical analyses of natural samples. *American Mineralogist*, **71**: 1126-1128.

HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, **271**: 97-132.

HOLDAWAY, M.J.; DUTROW, B.L. & HINTON, R.W. (1988): Devonian and Carboniferous metamorphism in West-Central Maine: The muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revisited. *American Mineralogist*, **73**: 20-47.

HUERTAS, M.J. & VILLASECA, C. (1994): Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essaims filoniens calco-alcalins. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, **74**: 383-401.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & CASQUET, C. (1987): Dating of Hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En «*Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*», F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza & M.D. Rodríguez Alonso (editores), Ed. Rueda, Madrid, pp 377-383.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (en preparación, a): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Memoria explicativa de la hoja número 531 (16-21), Avila de los Caballeros. *Servicio de Publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (en preparación, b): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Memoria explicativa de la hoja número 530 (15-21), Vadillo de la Sierra. *Servicio de Publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (en preparación, c): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Memoria explicativa de la hoja número 554 (14-22), Piedrahita. *Servicio de Publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (en preparación, d): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Memoria explicativa de la hoja número 555 (15-22), Navatgordo. *Servicio de Publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA (en preparación, e): Mapa Geológico de España, escala 1:50000. Memoria explicativa de la hoja número 556 (16-22), Navaluenga. *Servicio de Publicaciones del Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.

JAMIESON, R.A. (1984): Low pressure cordierite-bearing migmatites from Kelly's Mountain, Nova Scotia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**: 309-320.

JIMENEZ-ONTIVEROS, P. (1984): Estudio geoestructural de la zona de cizallamiento de Juzbado-Penalva do Castelo (Sector de Salamanca). *Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid*, 155 pp.

JOHANNES, W. & HOLTZ, F. (1996): Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. *Ed. Springer-Verlag, Berlín. Minerals and rocks*, **22**, 335 pp.

JULIVERT, M. (1983): Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo hercínico. Generalidades. En «*Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*», J.A. Comba (coordinador). *Servicio de Publicaciones del I.G.M.E.*, Madrid, I: 59-72.

JULIVERT, M. & MARTINEZ, J. (1987): The structure and evolution of the hercynian fold belt in the Iberian Peninsula. En «*The anatomy of mountain ranges*», J.P. Schaer & J. Rodgers (editors), pp. 65-103..

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & NABAIS, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:100000. *Servicio de Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid. Memoria explicativa, 113 pp.

KONINGS, R.J.M.; BOLAND, J.N.; VRIEND, J.P.; BEN, J. & JANSEN, H. (1988): Chemistry of biotites and muscovites in the Abas granite, northern Portugal. *American Mineralogist*, **73**: 754-765.

LAIRD, J. & ALBEE, L. (1981): High-pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. *American Journal of Science*, **281**: 97-126.

LE MAITRE, R.W. (1982): Numerical petrology. *Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. Developments in Petrology*, **8**, 281 pp.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 97 pp.

LONDON, D.; CERNY, P.; LOOMIS, J.L. & PAN, J.J. (1990): Phosphorous in alkali-feldspars of rare-element granite pegmatites. *Canadian Mineralogist*, **28**: 771-796.

LOPEZ RUIZ, J. & CEBRIA, J.M. (1990): Geoquímica de los procesos magmáticos. *Ed. Rueda*, Madrid, 168 pp.

LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**: 78-92. Traducido en «*Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*», **5**: 149-166.

MACAYA, J.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ-CATALAN, J.R. & ALVAREZ, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, **191**: 291-309.

MALLADA, L. (1895): Explicación del mapa geológico de España. Rocas hipogénicas y estrato cristalino. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*.

MARTIN CALVO, M. (1968): El filón de Navarredonda (Avila); caracteres petrográficos, mineralógicos y metalogénicos. *Boletín Geológico y Minero*, **79** (4): 407-411.

MARTIN DONAYRE, F. (1879 a): Bosquejo geológico de la provincia de Avila a escala 1:400000. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*.

MARTIN DONAYRE, F. (1879 b): Descripción física y geológica de la provincia de Avila. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 297 pp.

MARTINEZ, F.J. & GIL IBARGUCHI, I. (1983): El metamorfismo en el Macizo Ibérico. En «*Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*», J.A. Comba (coordinador), *Servicio de Publicaciones del I.G.M.E.*, Madrid, **I**: 555-569.

MARTINEZ, F.J.; CORRETGE, L.G. & SUAREZ, O. (1990): Central-Iberian Zone. Autochthonous sequences. Distribution, characteristics and evolution of metamorphism. En «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*», R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (editors), *Ed. Springer-Verlag*, Berlín, pp. 207-211.

MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 212-224.

MILLER, C.F.; STODDARD, E.F.; BRADFISH, L.J. & DOLLASE, W.A. (1981): Composition of plutonic muscovite: Genetic implications. *Canadian Mineralogist*, **19**: 25-34.

MONIER, G.; MERGOIL-DANIEL, J. & LABERNARDIERE, H. (1984): Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bulletin de Minéralogie*, **107**: 55-68.

MORENO-VENTAS, I. (1991): Petrología de los granitoides y rocas básicas asociadas de la Sierra de Gredos, Sistema Central Español. *Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla*, 323 pp.

MORENO-VENTAS, I.; ROGERS, G. & CASTRO, A. (1995): The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos Massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120**: 137-149.

MULAS, J. (1961): Granates, andalucitas y turmalinas de las rocas del complejo metamórfico de Cebreros. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **62**.

NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.-M. & CARRON, J.-P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **301-II-11**: 813-818.

NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**: 757-775.

NANEY, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, **283**: 993-1033.

NOCKOLDS, S.R. (1947): The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, **245**: 401-420.

ORTEGA, E. & GONZALEZ-LODEIRO, F. (1986): La discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centro-Ibérica. *Breviaria Geologica Asturica*, **27**: 27-32.

PARGA, J.R. (1969): Sistemas de fracturación tardihercínicos del Macizo Hespérico. *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, **37**: 3-15.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

PEREIRA, M.D. (1992): El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila): Un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión. *Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca*, 355 pp.

PEREIRA, M.D. (1993): Termobarometría de rocas con la asociación granate-biotita-cordierita; trayectorias P-T en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la zona Centro-Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 131-140.

PEREIRA, M.D.; RONKIN, Y. & BEA, F. (1992): Dataciones Rb/Sr en el complejo anatéctico de la Peña Negra (batolito de Avila, España central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5: 129-134.

PEREZ-SOBA, C. (1992): Petrología y geoquímica del macizo granítico de La Pedriz. Sistema Central Español. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 287 pp.

PRICE, J.G. (1985): Ideal site mixing in solid solutions, with an application to two-feldspar geothermometry. *American Mineralogist*, 70: 696-701.

QUIROGA (1890): Berilo de Peguerinos (Avila). *Actas de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 19: 11-23.

RAYLEIGH, J.W.S. (1896): Theoretical considerations respecting the separation of gasses by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42: 77-107.

RIBEIRO, A. (1990): Central-Iberian Zone. Introduction. En «*Pre-Mesozoic Geology of Iberia*». R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (editors), Ed. Springer-Verlag, Berlín, pp. 143-144.

RICHARD, L.R. & CLARKE, D.B. (1989): Multivariate statistical models for granites in terrane analysis: Nova Scotia, Morocco and Iberia. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1157-1162.

RITTMANN, A. (1973): Stable mineral assemblages of igneous rocks. *Minerals, rocks and inorganic materials. Monograph series of theoretical and experimental studies*, 7. Ed. Springer-Verlag, Berlín, 262 pp.

RODRIGUEZ ALONSO, M.D. (1985): El Complejo Esquisto-Grauwáckico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español. *Acta Salmanticensia, Ciencias*, 51, 174 pp.

ROLLINSON, H.R. (1993): Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. *John Wiley & Sons Inc.*, Nueva York, 352 pp.

ROSSI, P. & CHEVREMONT, P. (1987): Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, 21: 14-18.

RUMBLE, D. (1973): Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of eastern New Hampshire. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 181-195.

RUTHERFORD, M.J. (1969): An experimental determination of iron-biotite-alkali feldspar equilibria. *Journal of Petrology*, 10(3): 381-408.

SAN MIGUEL, M. & DE PEDRO, F. (1960): Explicación de la hoja número 532, Las Navas del Marqués (Avila, Segovia, Madrid). Mapa Geológico a escala 1:50000. *Servicio de Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, 87 pp.

SCHREYER, W. (1976): Experimental metamorphic petrology at low pressures and high temperatures. En «*The evolution of crystalline rocks*». D.K. Bailey & R. Macdonald (editors), *Ed. Academic Press*, Londres.

SCHWENZNER, J.E. (1937): Zur Geomorphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.*, 10: 1-128.

SIMON, K. (1990): Hydrothermal alteration of Variscan granites, southern Schwarzwald, Federal Republic of Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105: 177-196.

SIMPSON, D.R. (1977): Aluminium phosphate variants of feldspars. *American Mineralogist*, 62: 351-355.

SMITH, J.V. & BROWN, W.L. (1988): Feldspar minerals. 1: Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties. *Ed. Springer-Verlag*, Berlín, 828 pp.

SOLE SABARIS, L. (1952): Geografía de España y Portugal, tomo I: España, Geografía Física.

SPEER, J.A. (1984): Micas in igneous rocks. En «*Micas*», S.W. Bailey (editor), Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 13: 299-356.

STORMER, J.C. (1983): The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68: 586-594.

TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications, Geoscience texts*, Oxford.

THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L. & PARRY, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310: 549-590.

TORNOS, F. & CASQUET, C. (1982): Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico. *Boletín Geológico y Minero*, **93(I)**: 68-78.

TSUESUE, A. (1973): The distribution of manganese and iron between ilmenite and granite magma in the Osumi peninsula, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**: 305-311.

TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geological Society of America Memories*, **74**, 153 pp.

UGIDOS, J.M. (1973): Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres). *Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca*, 218 pp.

UGIDOS, J.M. (1974 a): Los granitos biotíticos \pm cordierita de Béjar y áreas adyacentes. *Boletín Geológico y Minero*, **85 (2)**: 214-222.

UGIDOS, J.M. (1974 b): Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina. *Studia Geologica Salmantica*, **8**: 27-44.

UGIDOS, J.M. (1974 c): Características petrográficas y químicas de los granitos rosa al N y NE de Béjar (Salamanca). Aspectos petrogenéticos. *Studia Geologica Salmantica*, **8**: 7-12.

UGIDOS, J.M. (1976): Significado petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Studia Geologica Salmantica*, **10**: 31-43.

UGIDOS, J.M. & BEA, F. (1976): Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos «younger» centro peninsulares. Precisiones sobre la serie mixta. *Studia Geologica Salmantica*, **10**: 45-59.

UGIDOS, J.M. & BEA, F. (1978): Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico. *Studia Geologica Salmantica*, **14**: 35-77.

VALVERDE-VAQUERO, P.; DUNNING, G.R.; HERNAIZ, P.P.; ESCUDER, J. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, R. (1996): La extensión sincolisional en la zona Centro-Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, **20(4)**: 883-886.

VALVERDE-VAQUERO, P.; HERNAIZ, P.P.; ESCUDER, J.; DUNNING, G.R. (1995): Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian zone, Spain) and the Gondwanan margin, Newfoundland Appalachians (GMNA). *Terra Abstract, Abstract Supplement*, 1 : 278.

VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J.M. & IBARROLA, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 327-335.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System (S.C.S.), Iberian Hercynian Belt. *Terra Cognita*, 6: 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrbuch Mineral. Monat.*, 10: 465-479.

VIDAL BOX, C. (1934): Formación sienítica del puerto de la Cueva del Maragato. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, B, 34 (1): 117-120.

VIDAL BOX, C. (1936): Contribución al conocimiento morfológico del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, B, 36 (1): 17-31.

VIDAL BOX, C. (1937): Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Avila. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, B, 37 (1-6): 79-106.

VILLASECA, C. (1983): Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama. *Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid*, 331 pp.

VILLASECA, C. (1985): Los granitos de la Sierra de Guadarrama. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79 (4): 573-587.

VILLASECA, C. & BARBERO, L.C. (1994 a): Estimación de las condiciones del metamorismo hercínico de alta presión de la Sierra de Guadarrama. *Geogaceta*, 16: 27-30.

VILLASECA, C. & BARBERO, L.C. (1994 b): Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. *European Journal of Mineralogy*, 6: 691-710.

VILLASECA, C. & NUEZ, J. (1986): Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. *Estudios Geológicos*, 42: 69-77.

VILLASECA, C.; BARBERO, L.C.; HUERTAS, M.J.; ANDONAEGUI, P. & BELLIDO, F. (1993): A cross-section through Hercynian granites of Central Iberian zone. Excursion guide. *Servicio de Publicaciones del Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, Madrid, 122 pp.

VILLASECA, C.; BARBERO, L.C. & ROGERS, G. (en prensa): Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: Petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*.

VILLASECA, C.; EUGERCIO, L.; SNELLING, N.; HUERTAS, M.J. & CASTELLON, T. (1995): Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides herćnicos de la Sierra de Guadarrama. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 137-148.

VILLASECA, C.; HUERTAS, M.J. & NUEZ, J. (1992): Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 11: 34-37.

WEI, L.; CONGQIANG, L. & MASUDA, A. (1997): Complex trace-element effects of mixing fractional crystallization composite processes: Applications to the Alaer granite pluton, Altay Mountains, Xinjiang, northwestern China. *Chemical Geology*, 135: 103-124.

WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1982): Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. En «*Circum-Pacific plutonic terranes*», J.A. Roddick (editor). *Geological Society of America Memoir*, 159: 21-34.

WHITNEY, J. & STORMER, J.C. (1977): Two-feldspar geothermometry, geobarometry in mesozonal granitic intrusions: Three examples from the Piedmont of Georgia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 51-64.

WILDBERG, H.G.H.; BISCHOFF, L. & BAUMANN, A. (1989): U-Pb ages of zircons from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103: 253-262.

WONES, D.R. (1981): Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, 31 (4): 191-212.

WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. (1965): Stability of biotite: Experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.

10. APENDICES

10.1 DATOS ANALITICOS DE GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón Muestra	BAR	NAVACEPEDILLA (NAVC)					
	555.085	530.043	555.340	555.016	555.132	555.346	555.222
SiO ₂	68.77	69.55	69.84	69.93	70.00	71.29	71.39
TiO ₂	0.49	0.49	0.39	0.50	0.43	0.44	0.34
Al ₂ O ₃	15.56	14.78	15.11	14.40	14.66	14.66	14.45
FeO _t	2.83	3.03	2.41	3.18	2.91	2.68	2.25
MnO	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.04
MgO	0.93	0.83	0.63	0.83	0.77	0.80	0.47
CaO	2.04	1.42	1.89	1.89	1.73	1.84	1.42
Na ₂ O	3.92	3.09	3.27	3.29	3.77	3.24	3.42
K ₂ O	4.29	4.66	5.07	4.53	4.54	4.62	5.13
P ₂ O ₅	0.26	0.19	0.17	0.18	0.16	0.17	0.15
P.P.C.	0.56	1.36	0.36	0.87	0.63	0.47	0.68
Total	99.69	99.77	99.19	99.65	99.67	100.28	99.74
Cr	n.d.	52	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	3	1	n.d.	n.d.	1	n.d.
Co	n.d.	5	5	n.d.	n.d.	5	n.d.
Sc	n.d.	6	21	n.d.	n.d.	19	n.d.
V	n.d.	37	29	n.d.	n.d.	31	n.d.
Cu	n.d.	3	4	n.d.	n.d.	4	n.d.
Pb	n.d.	n.d.	10	n.d.	n.d.	10	n.d.
Zn	n.d.	68	57	n.d.	n.d.	62	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	6.50	n.d.	n.d.	9.60	n.d.
W	n.d.	n.d.	2.00	n.d.	n.d.	4.00	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	1.10	n.d.	n.d.	1.20	n.d.
Rb	204	268	223	219	256	227	274
Cs	n.d.	n.d.	6.40	n.d.	n.d.	10.30	n.d.
Ba	514	489	434	424	375	311	336
Sr	180	103	103	110	93	86	84
Tl	n.d.	n.d.	1.20	n.d.	n.d.	1.40	n.d.
Ga	n.d.	25	15	n.d.	n.d.	17	n.d.
Li	58.00	n.d.	56.00	48.00	109.00	89.00	74.00
Ta	n.d.	n.d.	1.40	n.d.	n.d.	1.70	n.d.
Nb	n.d.	14.90	11.80	n.d.	n.d.	13.50	n.d.
Hf	n.d.	n.d.	5.50	n.d.	n.d.	6.50	n.d.
Zr	162	250	137	198	109	152	162
Y	20	45	21	37	40	29	30
Th	n.d.	34.00	23.20	n.d.	n.d.	28.40	n.d.
U	n.d.	n.d.	2.70	n.d.	n.d.	4.00	n.d.
Be	n.d.	3.68	4.20	n.d.	n.d.	6.20	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVC	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)					
Muestra	555.410	555.285	555.335	555.348	555.334	555.333	555.336
SiO ₂	71.66	65.71	69.64	70.01	70.45	70.51	71.83
TiO ₂	0.35	0.67	0.34	0.38	0.47	0.49	0.51
Al ₂ O ₃	14.21	15.86	15.56	14.83	14.84	14.12	13.66
FeO _t	2.29	4.16	2.16	2.27	2.79	2.96	3.05
MnO	0.03	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06
MgO	0.57	1.47	0.59	0.62	0.80	0.77	0.81
CaO	0.96	2.77	1.79	1.62	2.07	1.82	1.76
Na ₂ O	2.85	3.80	3.39	3.24	3.35	3.10	3.05
K ₂ O	5.08	4.13	5.36	4.98	4.30	4.56	4.03
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.14	0.15	0.18	0.19	0.19
P.P.C.	1.37	0.60	0.48	0.65	0.49	0.49	0.37
Total	99.78	99.91	99.50	98.80	99.80	99.07	99.32
Cr	64	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	3	n.d.	2	5	3	4	4
Co	4	n.d.	4	4	5	6	5
Sc	4	n.d.	2	3	4	5	4
V	25	n.d.	24	25	29	34	31
Cu	9	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	n.d.	24	25	23	21	22
Zn	58	n.d.	24	36	43	82	38
Sn	n.d.	n.d.	1.90	2.50	4.20	3.50	3.10
W	n.d.	n.d.	4.00	5.00	4.00	5.00	4.00
Mo	n.d.	n.d.	1.00	1.30	1.00	1.10	1.30
Rb	330	179	209	184	198	213	222
Cs	n.d.	n.d.	3.40	3.60	6.00	6.10	3.50
Ba	396	601	269	335	290	246	239
Sr	70	156	96	75	87	86	86
Tl	n.d.	n.d.	1.40	1.50	1.40	1.50	1.50
Ga	24	n.d.	18	20	20	20	20
Li	n.d.	36.00	42.00	55.00	54.00	67.00	60.00
Ta	n.d.	n.d.	2.00	1.80	2.10	2.90	2.40
Nb	15.40	n.d.	10.70	11.70	12.30	15.60	13.50
Hf	n.d.	n.d.	6.60	5.30	5.90	6.70	6.60
Zr	189	190	148	112	124	140	137
Y	36	30	11	15	22	25	18
Th	32.00	n.d.	18.90	21.70	29.60	34.30	25.60
U	n.d.	n.d.	3.90	3.50	7.30	4.50	6.90
Be	4.11	n.d.	3.80	3.30	4.20	3.90	3.80

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	JF.9042	555.298	555.354	JF.9009	JF.9021	555.259	556.075
Muestra							
SiO ₂	65.13	65.68	65.89	65.90	65.92	66.33	67.11
TiO ₂	0.77	0.68	0.71	0.71	0.71	0.62	0.61
Al ₂ O ₃	16.12	15.95	15.97	16.03	15.72	15.90	14.81
FeO _t	4.50	4.17	4.17	4.27	4.03	3.96	3.78
MnO	0.08	0.07	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06
MgO	1.55	1.53	1.45	1.31	1.40	1.34	1.33
CaO	3.04	2.79	2.66	2.80	2.91	2.47	2.59
Na ₂ O	3.33	3.65	3.43	3.36	3.29	3.64	3.71
K ₂ O	3.94	3.96	4.00	4.03	4.03	4.14	3.92
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.30	0.26	0.27	0.21	0.20
P.P.C.	0.40	0.80	0.57	0.53	0.47	0.90	0.56
Total	99.13	100.00	99.24	99.27	98.81	100.00	99.09
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	18	n.d.	64	8	14	n.d.	n.d.
Co	11	n.d.	10	9	10	n.d.	n.d.
Sc	21	n.d.	22	19	18	n.d.	n.d.
V	63	n.d.	59	56	55	n.d.	n.d.
Cu	17	n.d.	13	27	13	n.d.	n.d.
Pb	8	n.d.	9	8	6	n.d.	n.d.
Zn	81	n.d.	97	83	86	n.d.	n.d.
Sn	8.10	n.d.	9.70	8.90	6.10	n.d.	n.d.
W	3.00	n.d.	4.00	3.00	3.00	n.d.	n.d.
Mo	1.90	n.d.	2.00	1.70	1.50	n.d.	n.d.
Rb	151	190	169	173	148	177	172
Cs	10.60	n.d.	12.50	10.40	6.80	n.d.	n.d.
Ba	624	620	526	599	638	568	494
Sr	162	162	129	155	166	154	140
Tl	0.90	n.d.	1.30	1.00	0.90	n.d.	n.d.
Ga	15	n.d.	17	15	14	n.d.	n.d.
Li	66.00	89.00	90.00	81.00	66.00	34.00	79.00
Ta	1.50	n.d.	2.20	1.60	1.40	n.d.	n.d.
Nb	14.30	n.d.	15.10	14.40	14.80	n.d.	n.d.
Hf	5.00	n.d.	5.00	4.30	5.30	n.d.	n.d.
Zr	134	194	131	115	141	192	183
Y	23	27	23	19	23	34	35
Th	11.80	n.d.	10.90	12.70	12.20	n.d.	n.d.
U	3.40	n.d.	3.70	3.90	3.40	n.d.	n.d.
Be	4.20	n.d.	4.50	4.50	4.10	n.d.	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	556.073	555.355	555.409	555.252	556.242	555.250	556.206
SiO ₂	67.18	67.23	67.30	67.45	67.50	67.51	67.54
TiO ₂	0.57	0.54	0.56	0.56	0.59	0.57	0.51
Al ₂ O ₃	14.97	15.58	15.98	15.46	15.41	15.42	15.33
FeO _t	3.60	3.37	3.42	3.58	3.74	3.69	3.46
MnO	0.06	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05
MgO	1.28	1.01	1.15	1.20	1.42	1.21	1.15
CaO	2.56	2.70	2.78	2.33	2.40	2.52	2.44
Na ₂ O	3.73	3.59	3.56	3.38	3.50	3.63	3.83
K ₂ O	4.16	4.35	3.66	4.81	4.31	4.06	4.38
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.29	0.19	0.20	0.20	0.19
P.P.C.	0.54	0.76	0.55	0.60	0.73	0.72	0.74
Total	99.24	99.74	99.31	100.01	99.87	100.00	100.00
Cr	n.d.	86	n.d.	n.d.	114	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	8	7	n.d.	9	n.d.	n.d.
Co	n.d.	7	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	7	9	n.d.	14	n.d.	n.d.
V	n.d.	40	43	n.d.	55	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	8	5	n.d.	14	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	n.d.	27	n.d.	26	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	66	90	n.d.	117	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	16.50	n.d.	8.93	n.d.	n.d.
W	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	1.40	n.d.	0.90	n.d.	n.d.
Rb	175	206	139	203	203	185	171
Cs	n.d.	n.d.	16.10	n.d.	15.06	n.d.	n.d.
Ba	501	776	676	581	653	455	597
Sr	147	164	188	140	174	143	144
Tl	n.d.	n.d.	1.30	n.d.	1.41	n.d.	n.d.
Ga	n.d.	26	21	n.d.	23	n.d.	n.d.
Li	69.00	n.d.	85.00	29.00	80.80	89.00	82.00
Ta	n.d.	n.d.	3.20	n.d.	1.93	n.d.	n.d.
Nb	n.d.	16.70	13.10	n.d.	14.27	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	n.d.	7.50	n.d.	4.25	n.d.	n.d.
Zr	185	276	165	173	149	204	179
Y	33	35	21	29	26	35	37
Th	n.d.	17.60	17.90	n.d.	22.33	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	5.20	n.d.	4.29	n.d.	n.d.
Be	n.d.	3.77	4.00	n.d.	4.00	n.d.	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

<i>Plutón</i>	<i>NAVALOSA, facies común (NAVM)</i>						
<i>Muestra</i>	<i>556.090</i>	<i>556.093</i>	<i>555.219</i>	<i>556.061</i>	<i>555.301</i>	<i>556.077</i>	<i>555.302</i>
SiO ₂	67.64	67.65	67.75	67.86	68.01	68.01	68.03
TiO ₂	0.58	0.49	0.57	0.55	0.52	0.54	0.55
Al ₂ O ₃	14.99	14.86	15.26	14.64	15.23	14.68	15.20
FeO _t	3.61	3.16	3.62	3.46	3.43	3.38	3.53
MnO	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	1.25	1.03	1.12	1.20	1.17	1.16	1.22
CaO	2.56	2.33	2.19	2.42	2.41	2.27	2.45
Na ₂ O	3.63	3.76	3.53	3.67	3.72	3.69	3.71
K ₂ O	3.97	4.33	4.30	4.25	4.30	4.37	4.05
P ₂ O ₅	0.20	0.17	0.20	0.19	0.19	0.18	0.19
P.P.C.	0.62	0.60	1.00	0.48	0.58	0.58	0.62
Total	99.50	98.79	100.00	99.14	100.00	99.29	100.00
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	173	185	191	178	184	182	180
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	501	572	482	521	593	518	572
Sr	143	135	143	141	136	134	135
Tl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ga	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Li	77.00	89.00	79.00	77.00	95.00	90.00	87.00
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	180	165	203	181	157	194	165
Y	36	34	31	34	30	36	33
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	556.065	555.328	555.248	555.308	556.080	556.177	556.046
Muestra							
SiO ₂	68.07	68.16	68.18	68.25	68.28	68.34	68.45
TiO ₂	0.56	0.62	0.53	0.51	0.56	0.57	0.55
Al ₂ O ₃	14.69	15.08	15.21	15.15	14.71	15.06	14.90
FeO _t	3.49	3.56	3.50	3.35	3.46	3.65	3.45
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	1.19	1.08	1.10	1.14	1.16	1.30	1.20
CaO	2.44	2.44	2.36	2.18	2.41	2.39	2.22
Na ₂ O	3.71	3.23	3.65	3.64	3.67	3.42	3.39
K ₂ O	4.11	4.37	4.21	4.50	4.11	4.06	4.31
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.18	0.17	0.19	0.19	0.18
P.P.C.	0.45	0.54	0.62	0.69	0.74	0.60	0.68
Total	99.33	99.35	100.00	100.00	99.73	99.64	99.39
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	89	112
Ni	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	0	0
Co	n.d.	7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sc	n.d.	6	n.d.	n.d.	n.d.	8	6
V	n.d.	40	n.d.	n.d.	n.d.	41	38
Cu	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	0	21
Pb	n.d.	19	n.d.	n.d.	n.d.	22	20
Zn	n.d.	52	n.d.	n.d.	n.d.	35	30
Sn	n.d.	5.90	n.d.	n.d.	n.d.	7.42	7.10
W	n.d.	4.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	1.10	n.d.	n.d.	n.d.	0.54	1.83
Rb	174	144	185	191	180	172	149
Cs	n.d.	7.20	n.d.	n.d.	n.d.	12.31	10.68
Ba	471	540	474	573	492	479	515
Sr	143	131	131	128	144	141	129
Tl	n.d.	1.20	n.d.	n.d.	n.d.	1.22	1.23
Ga	n.d.	21	n.d.	n.d.	n.d.	18	18
Li	77.00	51.00	84.00	96.00	73.00	69.16	81.97
Ta	n.d.	2.30	n.d.	n.d.	n.d.	1.85	1.92
Nb	n.d.	15.30	n.d.	n.d.	n.d.	12.28	12.77
Hf	n.d.	4.70	n.d.	n.d.	n.d.	4.22	3.71
Zr	179	92	191	161	183	144	126
Y	35	22	31	34	33	25	23
Th	n.d.	19.80	n.d.	n.d.	n.d.	20.02	18.38
U	n.d.	3.10	n.d.	n.d.	n.d.	3.89	5.48
Be	n.d.	3.30	n.d.	n.d.	n.d.	3.71	4.02

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

<i>Plutón</i>	<i>NAVALOSA, facies común (NAVM)</i>						
<i>Muestra</i>	<i>556.232</i>	<i>556.268</i>	<i>556.364</i>	<i>556.047</i>	<i>556.270</i>	<i>555.337</i>	<i>530.A.030</i>
SiO ₂	68.73	68.87	68.93	68.96	69.02	69.04	69.08
TiO ₂	0.54	0.52	0.49	0.51	0.49	0.47	0.45
Al ₂ O ₃	15.07	14.93	15.24	14.54	14.79	15.15	15.09
FeO _t	3.45	3.47	3.22	3.22	3.21	2.93	3.06
MnO	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
MgO	1.23	1.21	1.08	1.02	1.06	0.97	0.92
CaO	2.28	2.28	2.10	2.24	2.31	2.05	2.20
Na ₂ O	3.46	3.48	3.43	3.64	3.67	3.21	3.54
K ₂ O	4.10	4.11	4.42	4.36	4.32	4.71	4.51
P ₂ O ₅	0.25	0.17	0.22	0.18	0.17	0.17	0.17
P.P.C.	0.66	0.57	0.58	0.60	0.56	0.00	0.57
Total	99.83	99.68	99.76	99.68	100.00	98.76	100.00
Cr	107	125	89	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	0	9	0	n.d.	n.d.	8	n.d.
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6	n.d.
Sc	7	23	6	n.d.	n.d.	8	n.d.
V	40	41	35	n.d.	n.d.	37	n.d.
Cu	0	11	0	n.d.	n.d.	7	n.d.
Pb	21	31	22	n.d.	n.d.	30	n.d.
Zn	58	121	18	n.d.	n.d.	68	n.d.
Sn	7.94	11.62	6.03	n.d.	n.d.	8.70	n.d.
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.
Mo	0.65	0.77	0.45	n.d.	n.d.	1.20	n.d.
Rb	182	201	166	178	178	168	186
Cs	19.30	18.56	13.17	n.d.	n.d.	13.00	n.d.
Ba	405	427	494	478	489	589	553
Sr	135	137	122	130	127	125	141
Tl	1.31	1.45	1.37	n.d.	n.d.	1.20	n.d.
Ga	20	21	18	n.d.	n.d.	19	n.d.
Li	82.35	124.78	65.18	68.00	79.00	93.00	65.00
Ta	2.60	2.44	2.01	n.d.	n.d.	27.80	n.d.
Nb	15.17	12.43	12.25	n.d.	n.d.	13.10	n.d.
Hf	3.40	4.74	3.20	n.d.	n.d.	5.80	n.d.
Zr	119	142	110	187	157	124	185
Y	21	24	17	38	31	20	28
Th	16.04	18.69	12.48	n.d.	n.d.	16.80	n.d.
U	2.86	5.37	2.62	n.d.	n.d.	4.10	n.d.
Be	2.96	6.14	3.82	n.d.	n.d.	4.20	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	530.009	556.033	556.086	556.267	556.125	556.042	555.355.A
Muestra							
SiO ₂	69.29	69.51	69.67	69.81	70.48	72.65	72.94
TiO ₂	0.46	0.47	0.48	0.49	0.47	0.41	0.18
Al ₂ O ₃	14.73	14.97	14.80	14.77	14.58	13.48	13.61
FeO _t	3.00	2.93	2.96	3.21	3.11	2.74	1.43
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.00
MgO	1.04	0.89	1.07	1.12	1.00	0.90	0.34
CaO	2.18	2.03	2.11	2.25	2.16	1.84	0.98
Na ₂ O	3.80	3.63	3.43	3.42	3.47	3.04	2.81
K ₂ O	4.31	4.54	4.30	4.05	3.91	3.81	6.46
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15
P.P.C.	0.65	0.50	0.61	0.58	0.60	0.71	0.71
Total	100.00	100.01	99.64	99.92	100.08	99.79	99.78
Cr	n.d.	n.d.	103	140	160	146	91
Ni	n.d.	n.d.	0	0	12	7	4
Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2
Sc	n.d.	n.d.	6	11	27	10	3
V	n.d.	n.d.	36	42	50	32	13
Cu	n.d.	n.d.	0	0	37	7	3
Pb	n.d.	n.d.	20	33	32	28	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	20	51	135	90	20
Sn	n.d.	n.d.	7.16	8.80	10.42	11.17	n.d.
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	n.d.	1.08	1.75	1.94	1.44	n.d.
Rb	185	200	159	203	204	193	221
Cs	n.d.	n.d.	10.94	17.49	15.70	17.16	n.d.
Ba	500	525	445	527	554	339	349
Sr	125	128	121	144	157	115	72
Tl	n.d.	n.d.	1.23	1.45	1.39	1.28	n.d.
Ga	n.d.	n.d.	17	20	24	18	20
Li	68.00	95.00	75.69	95.97	91.60	76.57	n.d.
Ta	n.d.	n.d.	2.17	8.08	1.87	1.64	n.d.
Nb	n.d.	n.d.	11.50	13.82	13.24	n.d.	11.10
Hf	n.d.	n.d.	4.10	4.46	4.31	2.85	n.d.
Zr	159	192	134	141	138	92	103
Y	33	31	22	26	29	23	19
Th	n.d.	n.d.	16.65	19.91	18.96	17.31	8.49
U	n.d.	n.d.	3.84	7.42	5.66	3.91	n.d.
Be	n.d.	n.d.	4.16	5.13	5.06	4.70	4.25

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVM	NAVADIJOS (NAVD)					
Muestra	555.306	555.349	555.411	555.53	555.415	555.053	555.007
SiO ₂	73.79	67.48	67.85	69.66	71.83	71.91	72.18
TiO ₂	0.04	0.56	0.52	0.40	0.30	0.33	0.38
Al ₂ O ₃	14.87	15.56	15.07	15.12	14.01	13.85	13.68
FeO _t	0.84	3.34	3.21	2.74	2.22	2.31	2.54
MnO	0.02	0.06	0.04	0.05	0.02	0.03	0.04
MgO	0.09	1.13	1.00	0.71	0.60	0.57	0.64
CaO	0.52	2.32	2.32	2.24	1.24	1.68	1.68
Na ₂ O	4.23	3.36	3.39	3.83	3.01	3.21	3.11
K ₂ O	3.98	4.53	4.61	4.16	5.25	4.81	4.93
P ₂ O ₅	0.43	0.20	0.19	0.12	0.10	0.11	0.12
P.P.C.	1.09	0.58	1.21	0.68	0.95	0.72	0.54
Total	100.00	99.12	99.76	99.71	99.77	99.78	99.84
Cr	n.d.	n.d.	81	n.d.	85	155	n.d.
Ni	n.d.	8	8	n.d.	5	7	n.d.
Co	n.d.	7	6	n.d.	3	4	n.d.
Sc	n.d.	11	n.d.	n.d.	5	5	n.d.
V	n.d.	37	38	n.d.	22	24	n.d.
Cu	n.d.	10	4	n.d.	3	3	n.d.
Pb	n.d.	28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	77	65	n.d.	43	51	n.d.
Sn	n.d.	3.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mo	n.d.	1.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	414	177	200	182	228	245	184
Cs	n.d.	6.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	49	635	691	304	531	377	501
Sr	10	145	137	125	102	94	117
Tl	n.d.	1.30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ga	n.d.	20	24	n.d.	23	23	n.d.
Li	130.00	62.00	n.d.	61.00	n.d.	n.d.	46.00
Ta	n.d.	3.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	n.d.	14.90	14.60	n.d.	12.10	13.20	n.d.
Hf	n.d.	6.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	43	119	265	180	211	214	200
Y	0	26	37	39	28	33	34
Th	n.d.	21.60	23.50	n.d.	29.50	26.40	n.d.
U	n.d.	4.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	n.d.	4.20	3.53	n.d.	3.68	4.09	n.d.

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)		MAJADILLAS (MAJ)		BOQUERONES (BOQ)		
	555.008	555.R	556.037	555.450	JF.9040	JF.9039	JF.9041
Muestra							
SiO ₂	72.67	73.35	70.09	70.40	69.97	72.65	73.65
TiO ₂	0.36	0.37	0.39	0.40	0.45	0.19	0.15
Al ₂ O ₃	13.45	13.21	14.81	14.62	14.01	15.00	14.77
FeO _t	2.73	2.60	2.71	2.76	2.73	1.58	1.31
MnO	0.05	0.04	0.06	0.06	0.06	0.02	0.03
MgO	0.60	0.70	0.91	0.89	0.74	0.28	0.27
CaO	1.55	1.14	1.61	1.62	1.78	0.48	0.57
Na ₂ O	3.34	2.87	3.42	0.18	3.14	3.11	3.38
K ₂ O	4.13	3.94	4.42	4.54	4.18	5.02	4.87
P ₂ O ₅	0.11	0.13	0.18	3.50	0.16	0.41	0.41
P.P.C.	0.70	1.36	0.91	0.78	0.91	0.95	0.63
Total	99.69	99.71	99.51	100.05	98.13	99.69	100.04
Cr	n.d.	n.d.	103	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0	22	0
Co	n.d.	n.d.	n.d.	5	2	2	2
Sc	n.d.	n.d.	5	6	0	1	0
V	n.d.	n.d.	29	30	11	6	8
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	5	2	1	11
Pb	n.d.	24	22	25	13	26	10
Zn	n.d.	41	43	50	64	63	52
Sn	n.d.	n.d.	10.96	n.d.	22.50	19.30	25.10
W	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	11.00	0.00	13.00
Mo	n.d.	n.d.	1.02	0.00	1.60	0.40	1.90
Rb	217	169	182	204	291	265	278
Cs	n.d.	n.d.	17.29	n.d.	29.50	23.40	24.20
Ba	193	n.d.	350	400	194	199	181
Sr	70	76	104	101	45	46	45
Tl	n.d.	n.d.	1.45	n.d.	1.80	2.00	1.70
Ga	n.d.	n.d.	19	n.d.	23	21	23
Li	65.00	n.d.	111.34	n.d.	141.00	110.00	129.00
Ta	n.d.	n.d.	2.48	n.d.	3.40	5.40	3.40
Nb	n.d.	n.d.	12.24	15.00	16.20	15.50	15.80
Hf	n.d.	n.d.	3.26	n.d.	3.70	3.70	2.70
Zr	191	178	103	151	71	67	50
Y	36	25	17	14	10	7	6
Th	n.d.	n.d.	11.88	n.d.	4.40	n.d.	2.60
U	n.d.	n.d.	3.15	n.d.	9.30	n.d.	9.70
Be	n.d.	n.d.	4.38	0.00	3.60	2.90	3.10

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	SAN JUAN (SJ)					VENERO CLARO	
	Muestra	556.216	556.208	556.209	556.204	53773	54338 556.350
SiO ₂		72.31	72.32	72.52	73.18	73.45	72.50 73.57
TiO ₂		0.26	0.25	0.28	0.25	0.23	0.20 0.27
Al ₂ O ₃		14.02	13.98	14.29	13.90	13.88	14.53 13.93
FeO _t		1.87	1.90	2.02	1.90	1.77	1.46 2.07
MnO		0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02 0.04
MgO		0.39	0.42	0.50	0.39	0.40	0.91 0.51
CaO		1.09	0.96	1.16	0.94	1.40	0.56 0.85
Na ₂ O		4.03	3.83	3.53	3.43	3.34	2.59 3.13
K ₂ O		5.05	5.16	4.93	4.86	4.48	4.91 4.47
P ₂ O ₅		0.16	0.16	0.17	0.16	0.21	0.32 0.20
P.P.C.		0.58	0.77	0.78	0.76	0.64	1.86 0.95
Total		99.79	99.79	100.22	99.81	99.85	99.94 99.99
Cr		n.d.	n.d.	113	97	4	n.d. 119
Ni		n.d.	n.d.	5	0	8	3 n.d.
Co		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4	n.d. n.d.
Sc		n.d.	n.d.	19	3	n.d.	n.d. 3
V		n.d.	n.d.	18	12	66	9 19
Cu		n.d.	n.d.	7	0	n.d.	n.d. 2
Pb		n.d.	n.d.	29	23	30	32 17
Zn		n.d.	n.d.	100	37	3	69 61
Sn		n.d.	n.d.	14.21	11.76	n.d.	n.d. 10.81
W		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d. n.d.
Mo		n.d.	n.d.	0.76	0.59	n.d.	n.d. 0.68
Rb		231	231	244	244	241	261 336
Cs		n.d.	n.d.	15.72	16.38	8.00	n.d. 25.45
Ba		391	387	397	318	351	403 165
Sr		71	65	83	62	83	89 45
Tl		n.d.	n.d.	1.81	1.72	n.d.	n.d. 2.54
Ga		n.d.	n.d.	22	19	25	24 25
Li		96.00	102.00	115.35	91.85	n.d.	n.d. 120.96
Ta		n.d.	n.d.	2.23	2.78	n.d.	n.d. 4.01
Nb		n.d.	n.d.	13.24	12.27	n.d.	n.d. 21.08
Hf		n.d.	n.d.	4.32	4.12	n.d.	n.d. 3.33
Zr		151	147	120	127	145	138 101
Y		29	27	19	15	28	14 13
Th		n.d.	n.d.	17.57	15.83	24.00	11.00 15.10
U		n.d.	n.d.	4.25	3.48	n.d.	n.d. 3.14
Be		n.d.	n.d.	5.89	4.15	n.d.	n.d. 4.38

Tabla 10.1.1: Contenido en elementos mayores (% en peso), menores y trazas (p.p.m.).

Plutón	VC	GARGANTA (GAR)			SLBR	SMVA
Muestra	556.354	555.342	555.343	555.344	556.287	555.345
SiO ₂	73.72	73.45	74.13	74.24	73.72	75.21
TiO ₂	0.23	0.21	0.20	0.21	0.17	0.09
Al ₂ O ₃	14.11	14.44	14.34	14.28	14.43	14.51
FeO _t	1.73	1.63	1.56	1.56	1.19	1.02
MnO	0.05	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05
MgO	0.44	0.32	0.31	0.30	0.32	0.08
CaO	0.71	0.82	0.66	0.46	0.73	0.32
Na ₂ O	3.37	3.04	3.01	2.70	3.56	3.57
K ₂ O	4.60	5.30	5.15	5.23	5.13	4.20
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.19	0.19	0.23	0.23
P.P.C.	0.93	0.53	0.62	1.00	0.64	0.93
Total	100.13	99.97	100.21	100.20	100.14	100.21
Cr	113	n.d.	n.d.	n.d.	6	n.d.
Ni	n.d.	4	0	4	2	6
Co	n.d.	3	5	2	n.d.	1
Sc	2	18	4	4	3	12
V	15	11	32	10	6	4
Cu	0	4	3	12	2	8
Pb	12	15	14	30	27	n.d.
Zn	36	5	54	60	78	41
Sn	14.18	10.50	7.50	20.80	11.13	32.00
W	n.d.	4.00	7.00	0.00	n.d.	14.00
Mo	0.60	1.40	1.90	1.30	n.d.	1.50
Rb	318	269	212	300	246	414
Cs	18.64	10.70	5.10	15.70	19.29	14.80
Ba	131	261	373	269	232	5
Sr	39	53	90	53	51	3
Tl	2.56	1.50	1.40	2.00	1.82	2.50
Ga	24	17	18	21	24	28
Li	109.35	73.00	72.00	115.00	41.93	78.00
Ta	4.15	2.30	2.10	4.40	2.21	7.00
Nb	18.52	14.70	13.70	15.20	13.16	25.80
Hf	3.01	4.60	6.60	5.30	2.84	2.50
Zr	87	103	141	100	91	32
Y	10	15	27	15	7	4
Th	10.40	17.70	28.40	20.90	7.61	2.80
U	3.69	3.20	4.50	4.80	3.50	3.00
Be	4.40	4.90	4.40	6.30	6.80	4.80

Tabla 10.1.2: Contenido en tierras raras (p.p.m.).

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)				NAVALOSA, facies porfídica		
	530.043	555.340	555.346	555.410	555.335	555.348	555.334
La	49.70	32.41	35.96	39.26	16.51	20.92	32.47
Ce	109.70	75.10	87.22	84.74	47.27	52.53	77.54
Pr	13.52	9.10	10.44	10.48	5.76	6.82	10.01
Nd	51.65	34.99	39.31	39.01	22.69	26.72	38.21
Sm	10.72	7.21	8.68	9.08	4.68	5.59	7.75
Eu	0.94	0.79	0.66	0.71	0.53	0.64	0.74
Gd	8.40	5.55	6.45	7.02	3.41	4.19	5.89
Tb	1.20	0.78	1.01	1.05	0.56	0.67	0.90
Dy	7.20	3.95	5.21	5.66	2.90	3.80	4.81
Ho	1.60	0.79	1.05	1.34	0.58	0.75	0.95
Er	3.97	2.04	2.82	3.19	1.62	2.01	2.61
Tm	0.66	0.32	0.48	0.54	0.27	0.33	0.42
Yb	4.28	1.89	2.72	3.60	1.57	1.99	2.35
Lu	0.59	0.28	0.41	0.49	0.23	0.28	0.36
Total	264.13	175.20	202.42	206.17	108.58	127.24	185.01
Eu/Eu*	0.30	0.38	0.27	0.27	0.41	0.40	0.33
Ce _N /Yb _N	6.64	10.30	8.31	6.10	7.80	6.84	8.55
Ce _N /Sm _N	2.47	2.51	2.43	2.25	2.44	2.27	2.42
Gd _N /Yb _N	1.59	2.38	1.92	1.58	1.76	1.71	2.03

Plutón	NAVP		NAVALOSA, facies común (NAVM)				
	555.333	555.336	JF.9042	555.354	JF.9009	JF.9021	555.355
La	34.71	23.90	33.34	26.07	33.10	39.28	52.31
Ce	84.56	60.39	72.73	59.35	70.46	88.42	107.60
Pr	11.00	7.90	8.56	7.06	8.16	10.38	12.51
Nd	42.60	30.55	32.65	27.17	31.01	38.63	47.48
Sm	8.63	6.40	6.71	5.64	5.97	7.34	9.68
Eu	0.63	0.58	1.24	1.04	1.19	1.18	1.47
Gd	6.52	4.88	5.59	4.84	5.08	6.08	8.06
Tb	1.02	0.79	0.83	0.79	0.73	0.89	1.14
Dy	5.41	4.14	4.32	4.35	3.70	4.44	6.21
Ho	1.11	0.87	0.85	0.86	0.71	0.85	1.34
Er	2.95	2.36	2.24	2.26	1.79	2.24	3.13
Tm	0.50	0.39	0.35	0.37	0.26	0.34	0.47
Yb	2.90	2.23	1.98	2.03	1.30	1.91	3.02
Lu	0.42	0.34	0.29	0.30	0.19	0.29	0.42
Total	202.96	145.72	171.68	142.13	163.65	202.27	254.84
Eu/Eu*	0.26	0.32	0.62	0.61	0.66	0.54	0.51
Ce _N /Yb _N	7.56	7.02	9.52	7.58	14.05	12.00	9.23
Ce _N /Sm _N	2.37	2.28	2.62	2.54	2.85	2.91	2.68
Gd _N /Yb _N	1.82	1.77	2.29	1.93	3.17	2.58	2.16

Tabla 10.1.2: Contenido en tierras raras (p.p.m.).

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	555.409	556.242	555.328	556.177	556.046	556.232	556.268
La	34.06	43.56	35.79	37.90	28.13	31.68	31.61
Ce	75.90	90.74	84.37	81.28	62.04	69.01	71.05
Pr	8.89	10.79	10.15	9.77	7.72	8.17	8.41
Nd	33.70	39.77	38.11	35.81	29.40	30.37	32.03
Sm	6.91	8.07	7.37	7.23	6.38	6.36	6.64
Eu	1.35	1.53	1.15	1.13	1.10	1.06	1.01
Gd	5.72	6.10	6.19	5.66	4.89	4.80	5.05
Tb	0.93	0.92	0.95	0.87	0.78	0.72	0.80
Dy	4.69	5.14	5.08	4.88	4.45	4.29	4.67
Ho	0.96	1.02	1.02	0.97	0.89	0.83	0.94
Er	2.35	2.35	2.75	2.32	2.05	1.96	2.24
Tm	0.37	0.37	0.42	0.38	0.35	0.29	0.38
Yb	1.71	2.31	2.39	2.39	2.22	1.79	2.45
Lu	0.22	0.32	0.33	0.33	0.29	0.25	0.34
Total	177.76	212.99	196.07	190.92	150.69	161.58	167.62
Eu/Eu*	0.66	0.67	0.52	0.54	0.60	0.59	0.53
Ce _N /Yb _N	11.50	10.18	9.15	8.81	7.24	9.99	7.52
Ce _N /Sm _N	2.65	2.71	2.76	2.71	2.35	2.62	2.58
Gd _N /Yb _N	2.71	2.14	2.10	1.92	1.79	2.17	1.67

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						NAVD
	556.364	555.337	556.086	556.267	556.125	555.355.A	555.349
La	24.19	28.00	27.65	35.19	38.29	15.39	40.56
Ce	52.76	63.05	62.50	76.31	81.63	32.46	87.60
Pr	6.36	7.51	7.53	9.07	9.85	3.85	10.45
Nd	23.53	28.40	27.86	33.18	37.16	15.57	40.62
Sm	5.00	5.80	6.07	6.98	7.54	3.32	8.36
Eu	1.04	1.09	1.01	1.13	1.26	0.64	1.36
Gd	3.89	4.66	4.59	5.32	5.65	2.96	6.68
Tb	0.61	0.78	0.73	0.83	0.90	0.48	1.07
Dy	3.54	4.18	4.23	4.81	5.39	3.00	5.81
Ho	0.68	0.84	0.86	0.98	1.10	0.65	1.15
Er	1.60	2.26	2.11	2.22	2.60	1.65	3.00
Tm	0.25	0.36	0.35	0.39	0.44	0.27	0.48
Yb	1.53	2.18	2.33	2.44	2.71	1.77	2.65
Lu	0.22	0.32	0.34	0.34	0.38	0.29	0.40
Total	125.20	149.43	148.16	179.19	194.90	82.30	210.19
Eu/Eu*	0.72	0.64	0.58	0.57	0.59	0.62	0.56
Ce _N /Yb _N	8.94	7.49	6.95	8.10	7.81	4.75	8.57
Ce _N /Sm _N	2.55	2.62	2.49	2.64	2.61	2.36	2.53
Gd _N /Yb _N	2.06	1.73	1.60	1.77	1.69	1.36	2.04

Tabla 10.1.2: Contenido en tierras raras (p.p.m.).

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)			MAJ	BOQUERONES		SJ
Muestra	555.411	555.415	555.053	556.037	JF.9040	JF.9041	556.209
La	48.27	54.77	50.90	20.99	9.93	5.98	29.85
Ce	99.51	114.30	107.30	45.34	22.82	14.25	64.59
Pr	11.69	13.19	12.44	5.47	2.76	1.60	7.89
Nd	43.93	49.08	45.77	20.19	10.57	6.17	29.34
Sm	9.33	9.18	8.73	4.28	2.75	1.66	6.23
Eu	1.20	0.94	0.84	0.79	0.28	0.25	0.76
Gd	7.41	7.19	7.36	3.32	3.33	1.99	4.53
Tb	1.09	0.96	1.04	0.52	0.46	0.21	0.72
Dy	6.46	4.95	5.82	3.17	1.86	1.11	3.78
Ho	1.37	1.06	1.18	0.64	0.32	0.21	0.71
Er	3.11	2.40	2.91	1.49	0.68	0.44	1.69
Tm	0.49	0.33	0.44	0.25	0.09	0.06	0.28
Yb	3.05	2.22	2.92	1.67	0.48	0.30	1.71
Lu	0.46	0.32	0.44	0.24	0.07	0.03	0.24
Total	237.37	260.89	248.09	108.36	56.40	34.26	152.32
Eu/Eu*	0.44	0.35	0.32	0.64	0.28	0.42	0.44
Ce _N /Yb _N	8.45	13.34	9.52	7.04	12.32	12.31	9.79
Ce _N /Sm _N	2.57	3.01	2.97	2.56	2.00	2.07	2.50
Gd _N /Yb _N	1.97	2.62	2.04	1.61	5.62	5.38	2.15

Plutón	SJ	VENERO CLARO		GARGANTA (GAR)			SLBR
Muestra	556.204	556.350	556.354	555.342	555.343	555.344	556.287
La	25.35	21.27	15.87	24.47	33.86	21.20	14.23
Ce	56.72	53.48	37.72	58.11	82.47	52.16	31.45
Pr	6.74	5.92	4.51	6.91	9.90	5.86	3.69
Nd	24.64	21.58	16.85	25.27	37.71	21.44	12.88
Sm	4.99	4.83	3.73	5.73	8.07	4.62	3.16
Eu	0.58	0.38	0.30	0.41	0.63	0.42	0.43
Gd	3.74	3.56	2.76	4.50	7.77	3.84	2.34
Tb	0.56	0.52	0.40	0.67	0.97	0.62	0.36
Dy	3.11	2.78	2.11	3.16	5.42	3.16	1.63
Ho	0.58	0.49	0.39	0.55	0.99	0.60	0.27
Er	1.38	1.15	0.88	1.41	2.99	1.55	0.53
Tm	0.24	0.19	0.15	0.22	0.38	0.27	0.08
Yb	1.52	1.25	1.01	1.43	2.81	1.74	0.47
Lu	0.22	0.17	0.14	0.22	0.38	0.27	0.07
Total	130.37	117.57	86.82	133.06	194.35	117.75	71.59
Eu/Eu*	0.41	0.28	0.29	0.25	0.24	0.30	0.48
Ce _N /Yb _N	9.67	11.09	9.68	10.53	7.61	7.77	17.34
Ce _N /Sm _N	2.74	2.67	2.44	2.45	2.47	2.73	2.40
Gd _N /Yb _N	1.99	2.31	2.21	2.55	2.24	1.79	4.04

Tabla 10.1.2: Contenido en tierras raras (p.p.m.).

Plutón	SMVA
Muestra	555.345
La	2.10
Ce	6.65
Pr	0.81
Nd	2.96
Sm	1.00
Eu	0.02
Gd	0.73
Tb	0.16
Dy	0.86
Ho	0.16
Er	0.44
Tm	0.10
Yb	0.66
Lu	0.09
Total	16.74
Eu/Eu*	0.07
Ce _N /Yb _N	2.61
Ce _N /Sm _N	1.61
Gd _N /Yb _N	0.90

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

NORMA C.I.P.W.							
Plutón	BAR	NAVACEPEDILLA (NAVC)					
Muestra	555.085	530.043	555.340	555.016	555.132	555.346	555.222
Q	22.49	30.00	25.14	26.35	24.12	28.13	26.88
Or	25.35	27.54	29.96	26.77	26.83	27.30	30.32
Ab	33.17	26.15	27.67	27.84	31.90	27.42	28.94
An	8.42	5.80	8.27	8.20	7.54	8.02	6.07
Hy	6.78	2.07	5.44	7.17	6.68	6.32	4.82
Il	0.93	0.09	0.74	0.95	0.82	0.84	0.65
Ru	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ap	0.60	0.44	0.39	0.42	0.37	0.39	0.35
C	1.38	2.53	1.21	1.08	0.78	1.39	1.05

NORMA DE RITTMANN							
Q	22.83	27.63	25.16	27.09	24.76	28.09	27.18
Fk	39.08	43.24	43.74	39.54	41.11	39.97	46.89
Plag	29.48	18.53	24.61	25.28	27.41	24.50	20.10
Bi	3.56	2.22	2.99	4.31	4.37	3.38	2.33
Cord	3.58	7.01	2.43	2.40	1.17	2.91	2.54
Ap	0.55	0.41	0.27	0.41	0.27	0.27	0.27
Ilm	0.50	0.50	0.41	0.50	0.41	0.49	0.33
Mt	0.44	0.46	0.38	0.48	0.48	0.39	0.36

NORMA C.I.P.W.							
Plutón	NAVC	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)					
Muestra	555.410	555.285	555.335	555.348	555.334	555.333	555.336
Q	33.18	17.29	23.49	26.47	27.35	28.35	32.00
Or	30.02	24.41	31.68	29.43	25.41	26.95	23.82
Ab	24.12	32.16	28.69	27.42	28.35	26.23	25.81
An	3.72	12.24	7.97	7.06	9.09	7.79	7.49
Hy	1.42	10.31	4.97	5.18	6.45	6.66	6.89
Il	0.06	1.27	0.65	0.72	0.89	0.93	0.97
Ru	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ap	0.37	0.53	0.32	0.35	0.42	0.44	0.44
C	2.66	0.65	1.26	1.52	1.34	1.23	1.54

NORMA DE RITTMANN							
Q	31.02	18.20	23.56	26.54	27.64	28.97	32.43
Fk	48.07	35.10	48.33	45.19	37.28	40.31	35.87
Plag	12.02	36.54	21.72	21.27	27.00	22.68	22.93
Bi	0.57	8.01	2.32	2.20	3.35	3.58	3.42
Cord	7.37	0.41	3.11	3.75	3.41	3.12	4.00
Ap	0.27	0.41	0.27	0.27	0.41	0.41	0.41
Ilm	0.33	0.67	0.33	0.42	0.50	0.50	0.50
Mt	0.34	0.65	0.35	0.36	0.41	0.44	0.43

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

NORMA C.I.P.W.							
NAVALOSA, facies común (NAVM)							
Plutón	JF.9042	555.298	555.354	JF.9009	JF.9021	555.259	556.075
Muestra							
Q	19.36	18.76	20.58	20.61	20.91	19.72	20.80
Or	23.28	23.40	23.64	23.82	23.82	24.47	23.17
Ab	28.18	30.89	29.02	28.43	27.84	30.80	31.39
An	13.32	12.08	11.24	12.19	12.67	10.88	11.54
Hy	11.00	10.47	10.26	10.06	9.83	9.70	9.36
Il	1.46	1.29	1.35	1.35	1.35	1.18	1.16
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ap	0.63	0.63	0.70	0.60	0.63	0.49	0.46
C	1.50	1.23	1.88	1.67	1.30	1.44	0.23

NORMA DE RITTMANN							
Q	20.18	19.52	20.96	21.30	21.68	20.42	22.26
Fk	32.39	33.89	34.06	34.19	34.32	35.74	33.10
Plag	35.09	35.27	32.73	32.85	32.97	33.00	35.86
Bi	7.16	7.14	6.14	5.95	6.63	6.03	6.93
Cord	3.12	2.24	4.18	3.77	2.49	3.12	0.17
Ap	0.56	0.55	0.55	0.55	0.56	0.41	0.42
Ilm	0.85	0.76	0.76	0.76	0.76	0.67	0.68
Mt	0.65	0.62	0.61	0.62	0.58	0.61	0.58

NORMA C.I.P.W.							
NAVALOSA, facies común (NAVM)							
Plutón	556.073	555.355	555.409	555.252	556.242	555.250	556.206
Muestra							
Q	20.07	22.97	23.24	20.51	21.21	21.51	19.54
Or	24.58	25.71	21.63	28.43	25.47	23.99	25.88
Ab	31.56	30.38	30.13	28.60	29.62	30.72	32.41
An	11.46	12.09	11.90	10.32	10.60	11.20	10.87
Hy	8.97	2.52	8.33	8.75	9.56	8.96	8.47
Il	1.08	0.09	1.06	1.06	1.12	1.08	0.97
Ru	0.00	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ap	0.44	0.46	0.67	0.44	0.46	0.46	0.44
C	0.13	0.54	1.80	0.91	1.10	0.95	0.31

NORMA DE RITTMANN							
Q	21.55	21.59	23.34	21.26	21.81	22.41	20.51
Fk	35.85	37.44	31.14	41.10	36.81	34.83	38.70
Plag	34.44	33.20	35.11	28.56	31.36	33.46	32.96
Bi	6.58	6.25	4.80	6.02	6.61	6.10	6.27
Cord	0.01	0.00	3.96	1.51	1.83	1.64	0.09
Ap	0.42	0.41	0.55	0.41	0.41	0.41	0.41
Ilm	0.59	0.59	0.59	0.58	0.59	0.59	0.50
Mt	0.56	0.52	0.51	0.56	0.58	0.56	0.56

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

		NORMA C.I.P.W.						
		NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Plutón	Muestra	556.090	556.093	555.219	556.061	555.301	556.077	555.302
Q		21.91	20.84	22.31	21.28	21.01	21.26	21.83
Or		23.46	25.59	25.41	25.12	25.41	25.83	23.93
Ab		30.72	31.82	29.87	31.06	31.48	31.23	31.39
An		11.40	10.45	9.56	10.77	10.72	10.09	10.91
Hy		8.90	7.65	8.61	8.55	8.47	8.32	8.72
Il		1.10	0.93	1.08	1.04	0.99	1.03	1.04
Ap		0.46	0.39	0.46	0.44	0.44	0.42	0.44
C		0.55	0.16	1.30	0.06	0.53	0.18	0.71

		NORMA DE RITTMANN						
Q		23.15	22.14	23.01	22.80	22.07	22.64	22.74
Fk		34.13	37.73	37.70	37.45	37.65	38.30	35.04
Plag		34.13	33.46	29.62	31.90	32.07	31.34	33.66
Bi		7.03	5.37	5.30	6.15	6.67	6.19	7.02
Cord		0.01	0.00	2.81	0.16	0.01	0.00	0.00
Ap		0.42	0.28	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41
Ilm		0.59	0.51	0.59	0.59	0.58	0.59	0.59
Mt		0.55	0.51	0.55	0.53	0.54	0.53	0.54

		NORMA C.I.P.W.						
		NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Plutón	Muestra	556.065	555.328	555.248	555.308	556.080	556.177	556.046
Q		21.71	23.84	22.07	21.49	22.32	23.71	23.67
Or		24.29	25.83	24.88	26.59	24.29	23.99	25.47
Ab		31.39	27.33	30.89	30.80	31.06	28.94	28.69
An		10.93	10.73	10.53	9.71	10.72	10.62	9.84
Hy		8.56	8.31	8.40	8.26	8.43	9.11	8.53
Il		1.06	1.18	1.01	0.97	1.06	1.08	1.04
Ap		0.42	0.49	0.42	0.39	0.44	0.44	0.42
C		0.13	1.10	0.79	0.73	0.30	1.15	1.05

		NORMA DE RITTMANN						
Q		23.03	24.48	23.04	22.29	23.70	24.49	24.41
Fk		35.29	37.18	36.22	39.73	35.57	34.80	37.82
Plag		33.91	29.22	32.12	29.97	32.84	30.86	28.53
Bi		6.22	5.46	5.66	6.61	6.36	6.09	5.71
Cord		0.00	2.05	1.43	0.08	0.00	2.22	2.00
Ap		0.41	0.41	0.41	0.27	0.41	0.41	0.41
Ilm		0.59	0.67	0.58	0.50	0.59	0.59	0.59
Mt		0.55	0.53	0.54	0.54	0.53	0.55	0.52

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

NORMA C.I.P.W.							
NAVALOSA, facies común (NAVM)							
Plutón	556.232	556.268	556.364	556.047	556.270	555.337	530.A.030
Muestra							
Q	24.37	24.12	24.20	22.93	22.73	24.83	23.35
Or	24.23	24.29	26.12	25.77	25.53	27.83	26.65
Ab	29.28	29.45	29.02	30.80	31.06	27.16	29.96
An	9.68	10.20	8.98	9.94	10.35	9.06	9.80
Hy	8.62	8.66	7.89	7.70	7.82	7.13	7.28
Il	1.03	0.99	0.93	0.97	0.93	0.89	0.85
Ap	0.58	0.39	0.51	0.42	0.39	0.39	0.39
C	1.39	1.02	1.52	0.19	0.28	1.45	0.79

NORMA DE RITTMANN							
Q	24.74	24.87	24.38	24.10	23.74	25.03	23.96
Fk	35.84	35.12	38.39	37.76	38.10	40.65	39.82
Plag	29.33	31.14	27.80	30.90	31.18	25.99	28.84
Bi	5.32	5.86	4.53	5.62	5.69	4.15	4.90
Cord	3.12	1.63	3.50	0.19	0.01	2.95	1.22
Ap	0.55	0.27	0.41	0.41	0.27	0.27	0.27
Ilm	0.58	0.58	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Mt	0.51	0.52	0.50	0.51	0.51	0.45	0.48

NORMA C.I.P.W.							
NAVALOSA, facies común (NAVM)							
Plutón	530.009	556.033	556.086	556.267	556.125	556.042	555.355.A
Muestra							
Q	22.74	23.68	25.44	26.01	29.91	33.49	29.69
Or	25.47	26.83	25.41	23.93	23.62	22.52	38.18
Ab	32.16	30.72	29.02	28.94	27.01	25.72	23.78
An	9.71	8.96	9.42	10.12	9.27	8.15	3.88
Hy	7.43	6.91	7.40	7.99	7.02	6.71	0.85
Il	0.87	0.89	0.91	0.93	0.89	0.78	0.00
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18
Ap	0.39	0.39	0.37	0.37	0.37	0.35	0.35
C	0.26	0.80	1.05	1.05	1.08	1.37	0.57

NORMA DE RITTMANN							
Q	23.51	24.33	25.87	26.56	30.03	33.71	28.93
Fk	37.74	39.72	37.04	34.38	34.26	33.05	58.62
Plag	32.14	28.76	29.10	30.49	28.52	24.93	8.76
Bi	5.30	4.53	4.98	5.32	4.51	3.82	1.63
Msc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.27	0.01
Cord	0.07	1.43	1.78	2.00	2.13	2.99	1.38
Ap	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
Ilm	0.50	0.50	0.50	0.50	0.48	0.41	0.16
Mt	0.48	0.46	0.45	0.48	0.42	0.39	0.24
Gte	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.16	0.01

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

NORMA C.I.P.W.							
Plutón	NAVM	NAVADIJOS (NAVD)					
Muestra	555.306	555.349	555.411	555.53	555.415	555.053	555.007
Q	33.13	22.08	24.56	23.91	30.96	30.69	29.13
Or	23.52	26.77	27.24	24.58	31.03	28.43	29.14
Ab	35.79	28.43	28.69	32.41	25.47	27.16	26.32
An	0.00	10.20	10.27	10.33	5.50	7.62	7.55
Hy	1.74	8.13	2.49	6.23	1.49	1.42	5.70
Il	0.08	1.06	0.09	0.76	0.04	0.06	0.72
Ru	0.00	0.00	0.47	0.00	0.28	0.30	0.00
Ap	0.92	0.46	0.44	0.28	0.23	0.25	0.28
C	3.60	1.39	0.74	0.53	1.36	0.57	0.46

NORMA DE RITTMANN							
Q	31.62	22.68	23.22	24.61	29.58	29.68	29.87
Fk	60.53	38.41	39.79	35.30	47.97	42.87	43.25
Plag	0.00	28.98	28.81	33.91	15.99	22.09	21.30
Bi	0.08	4.75	5.12	4.98	2.27	3.15	4.43
Msc	5.92	0.32	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Cord	0.07	3.33	1.54	0.08	3.38	1.25	0.07
Ap	0.81	0.41	0.41	0.27	0.14	0.27	0.27
Ilm	0.08	0.58	0.59	0.41	0.33	0.33	0.41
Mt	0.14	0.50	0.49	0.43	0.34	0.35	0.39
Gte	0.74	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

NORMA C.I.P.W.							
Plutón	NAVADIJOS (NAVD)		MAJADILLAS (MAJ)		BOQUERONES (BOQ)		
Muestra	555.008	555.R	556.037	555.450	JF.9040	JF.9039	JF.9041
Q	31.47	36.53	26.96	50.65	29.24	33.73	33.87
Or	24.41	23.28	26.12	26.83	24.70	29.67	28.78
Ab	28.26	24.29	28.94	1.52	26.57	26.32	28.60
An	6.97	4.81	6.81	0.00	7.79	0.00	0.15
Hy	6.01	5.98	6.71	2.22	6.22	3.32	2.89
Il	0.68	0.70	0.74	0.13	0.85	0.36	0.28
Ru	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00
Ap	0.25	0.30	0.42	2.85	0.37	0.85	0.95
C	0.93	2.46	1.90	9.41	1.47	4.45	3.88

NORMA DE RITTMANN							
Q	31.97	36.36	27.00	26.63	29.99	31.88	32.17
Fk	36.88	36.91	40.18	40.94	37.31	57.20	58.37
Plag	24.58	17.37	23.60	24.05	24.87	0.00	0.00
Bi	3.40	1.55	3.04	3.43	3.16	0.16	0.01
Msc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.17	6.24
Cord	2.07	6.76	4.93	3.70	3.48	2.36	2.04
Ap	0.27	0.27	0.41	0.41	0.28	0.82	0.81
Ilm	0.41	0.42	0.42	0.41	0.51	0.17	0.17
Mt	0.41	0.36	0.42	0.43	0.40	0.25	0.20

Tabla 10.1.3: Normas C.I.P.W. y de Rittmann (en %).

NORMA C.I.P.W.							
Plutón	SAN JUAN (SJ)					VENERO CLARO	
Muestra	556.216	556.208	556.209	556.204	53773	54338	556.350
Q	25.68	26.62	28.85	31.05	32.77	36.49	34.67
Or	29.84	30.49	29.14	28.72	26.48	29.02	26.42
Ab	34.10	32.41	29.87	29.02	28.26	21.92	26.49
An	4.36	3.72	4.65	3.62	5.57	0.69	2.91
Hy	4.03	4.20	4.57	4.12	3.41	3.37	4.70
Il	0.49	0.47	0.53	0.47	0.44	0.38	0.51
Ap	0.37	0.37	0.39	0.37	0.49	0.74	0.46
C	0.33	0.73	1.44	1.67	1.49	4.70	2.88

NORMA							
Q	26.12	26.82	28.61	30.72	32.33	34.09	33.74
Fk	50.13	54.93	47.73	47.93	40.73	53.18	45.68
Plag	19.50	13.73	17.65	15.14	20.98	0.00	11.42
Bi	2.98	2.25	1.74	1.05	1.09	0.05	0.00
Msc	0.33	0.02	0.00	0.00	0.00	7.60	4.59
Cord	0.11	1.41	3.34	4.34	3.95	3.94	3.58
Ap	0.27	0.27	0.27	0.27	0.41	0.68	0.41
Ilm	0.24	0.25	0.33	0.25	0.25	0.25	0.25
Mt	0.31	0.33	0.32	0.31	0.27	0.20	0.32

NORMA C.I.P.W.						
Plutón	VC	GARGANTA (GAR)			SLBR	SMVA
Muestra	556.354	555.342	555.343	555.344	556.287	555.345
Q	33.69	32.51	34.38	36.45	31.10	37.38
Or	27.18	31.32	30.44	30.91	30.32	24.82
Ab	28.52	25.72	25.47	22.85	30.13	30.21
An	1.96	2.89	2.03	1.04	2.12	0.09
Hy	3.99	3.54	3.38	3.32	2.74	2.02
Il	0.44	0.40	0.38	0.40	0.32	0.17
Ap	0.56	0.42	0.44	0.44	0.53	0.53
C	2.87	2.64	3.07	3.80	2.24	4.06

NORMA DE RITTMANN						
Q	32.48	31.40	33.10	34.93	30.04	35.47
Fk	51.02	53.07	53.98	55.78	56.07	56.46
Plag	8.31	7.93	4.69	0.00	7.65	0.00
Msc	4.33	4.16	4.87	6.10	3.43	6.38
Cord	2.94	2.52	2.45	2.30	2.05	0.11
Ap	0.41	0.40	0.40	0.41	0.40	0.41
Ilm	0.25	0.25	0.25	0.25	0.16	0.08
Mt	0.27	0.26	0.25	0.23	0.20	0.17
Gte	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91

Tabla 10.1.4: Coordenadas U.T.M. de muestras analizadas.

GRUPO	PLUTON	MUESTRA	COORDENADA X	COORDENADA Y
CPR	BAR	555.085	317548	4473570
CPR	NAVC	530.043	316709	4487401
CPR	NAVC	555.016	328389	4480736
CPR	NAVC	555.132	316749	4480652
CPR	NAVC	555.222	316136	4482414
CPR	NAVC	555.340	325410	4480187
CPR	NAVC	555.346	316441	4480175
CPR	NAVC	555.410	316360	4482000
CPR	NAVP	555.285	333350	4481485
CPR	NAVP	555.333	330280	4485401
CPR	NAVP	555.334	330720	4483506
CPR	NAVP	555.335	329444	4482716
CPR	NAVP	555.336	329550	4482200
CPR	NAVP	555.348	326904	4480586
CPR	NAVM	530.009	331952	4487171
CPR	NAVM	530.A.030	331970	4487477
CPR	NAVM	555.219	323550	4475281
CPR	NAVM	555.248	339246	4476665
CPR	NAVM	555.250	328673	4472217
CPR	NAVM	555.252	326954	4471470
CPR	NAVM	555.259	319340	4470481
CPR	NAVM	555.298	316254	4469449
CPR	NAVM	555.301	336229	4473787
CPR	NAVM	555.302	336448	4473385
CPR	NAVM	555.306	336748	4472439
CPR	NAVM	555.308	336476	4472923
CPR	NAVM	555.328	341816	4480428
CPR	NAVM	555.337	338856	4477974
CPR	NAVM	555.354	317232	4470104
CPR	NAVM	555.355	342870	4481993
CPR	NAVM	555.355.A	342870	4481993
CPR	NAVM	555.409	325765	4469289
CPR	NAVM	556.033	344215	4485680
CPR	NAVM	556.042	344755	4475998
CPR	NAVM	556.046	344814	4478708
CPR	NAVM	556.047	345374	4477918
CPR	NAVM	556.061	349385	4480598
CPR	NAVM	556.065	350655	4482398
CPR	NAVM	556.073	351725	4483228
CPR	NAVM	556.075	353285	4484368
CPR	NAVM	556.077	352495	4484898
CPR	NAVM	556.080	349945	4484480
CPR	NAVM	556.086	348104	4475978
CPR	NAVM	556.090	350264	4479258

Tabla 10.1.4: Coordenadas U.T.M. de muestras analizadas.

GRUPO	PLUTON	MUESTRA	COORDENADA X	COORDENADA Y
CPR	NAVM	556.093	348514	4479458
CPR	NAVM	556.125	343585	4471898
CPR	NAVM	556.177	353974	4479258
CPR	NAVM	556.206	358424	4483908
CPR	NAVM	556.232	356674	4482780
CPR	NAVM	556.242	357604	4480698
CPR	NAVM	556.267	367655	4478288
CPR	NAVM	556.268	367835	4477718
CPR	NAVM	556.270	368754	4476738
CPR	NAVM	556.364	364185	4477818
CPR	NAVM	JF.9009	316550	4469580
CPR	NAVD	555.007	328550	4477350
CPR	NAVD	555.008	328540	4480100
CPR	NAVD	555.053	328434	4479251
CPR	NAVD	555.53	328434	4479251
CPR	NAVD	555.349	324260	4477298
CPR	NAVD	555.411	328523	4477565
CPR	NAVD	555.415	331880	4480260
CPR	NAVD	555.R	325532	4478910
CPAC	MAJ	555.450	340060	4476490
CPAC	MAJ	556.037	343554	4475718
CPAC	BOQ	JF.9039	322650	4469200
CPAC	BOQ	JF.9040	323250	4469750
CPAC	BOQ	JF.9041	323490	4469850
CPAC	SJ	53773	361450	4482950
CPAC	SJ	556.204	358325	4483428
CPAC	SJ	556.208	358735	4483288
CPAC	SJ	556.209	359754	4482828
CPAC	SJ	556.216	360505	4483880
CPAC	VC	54338	361950	4473250
CPAC	VC	556.350	359824	4475818
CPAC	VC	556.354	361925	4476680
CPAC	GAR	555.342	323434	4480357
CPAC	GAR	555.343	319994	4480502
CPAC	GAR	555.344	320293	4480484
CPAC	SLBR	556.287	357404	4480678
CPAC	SMVA	555.345	317735	4478269

10.2 DATOS ANALITICOS DE QUIMICA MINERAL

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	BARAJAS (BAR)						
	555.181				555.241		
	1	2	3	4	5	6	7
Análisis	Composición química (% en peso)						
SiO ₂	35.12	34.92	34.98	34.91	35.15	34.86	33.95
TiO ₂	2.43	3.33	3.26	3.17	3.90	2.96	2.61
Al ₂ O ₃	18.08	18.25	18.00	18.40	18.72	18.88	19.38
FeO _t	20.38	20.80	22.02	21.88	20.77	19.32	21.22
MnO	0.27	0.21	0.19	0.37	0.27	0.26	0.08
MgO	8.86	6.82	7.45	7.44	7.10	7.67	7.55
CaO	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02
Na ₂ O	0.11	0.44	0.53	0.58	0.61	0.68	0.44
K ₂ O	9.54	9.44	9.73	9.68	9.64	9.36	9.58
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.10
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.07	0.00	0.06	0.03	0.08
Total	94.88	94.20	96.23	96.47	96.28	94.07	95.01
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.71	2.72	2.69	2.68	2.68	2.70	2.63
Al ^{IV}	1.28	1.26	1.30	1.31	1.31	1.27	1.36
Σ T	3.99	3.97	3.99	3.99	3.98	3.96	3.99
Al ^{VI}	0.35	0.41	0.32	0.34	0.37	0.45	0.40
Fe ³⁺	0.08	0.08	0.10	0.09	0.06	0.08	0.08
Fe ²⁺	1.22	1.27	1.31	1.30	1.26	1.16	1.28
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
Mg	1.02	0.79	0.85	0.85	0.81	0.88	0.87
Ti	0.14	0.19	0.19	0.18	0.22	0.17	0.15
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Y	2.84	2.76	2.79	2.79	2.75	2.76	2.83
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.07	0.08	0.09	0.09	0.10	0.07
K	0.94	0.94	0.95	0.95	0.94	0.92	0.95
Σ A	0.96	1.00	1.03	1.03	1.03	1.03	1.01
Σ Carga	22.07	22.04	22.07	22.08	22.04	22.04	22.06
FEMG ^(*)	0.55	0.62	0.61	0.60	0.61	0.57	0.59
Términos finales							
Talco	4.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti-Flog.	13.93	19.01	18.49	17.97	22.03	16.73	14.97
Fe-East.	8.22	7.71	9.44	9.31	5.91	8.24	8.35
Moscovita	5.83	11.61	7.76	7.87	7.58	14.45	7.15
Eastonita	23.71	17.10	16.78	17.92	21.67	14.98	25.69
Flogopita	44.08	44.56	47.53	46.93	42.82	45.60	43.84

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	BARAJAS (BAR)		BARAJAS (BAR)			NAVACEPEDILLA	
Muestra	555.241		555.181	555.241		555.069	
Análisis	8	9	10 ⁽¹⁾	11 ⁽¹⁾	12 ⁽¹⁾	13	14
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	34.45	34.43	35.21	36.08	36.01	36.06	35.38
TiO ₂	2.86	2.90	0.00	0.06	0.40	2.56	2.22
Al ₂ O ₃	18.88	18.49	19.60	21.44	20.36	16.39	16.54
FeO _t	20.36	21.41	18.64	18.29	18.17	23.97	24.64
MnO	0.23	0.17	0.60	0.15	0.26	0.43	0.41
MgO	7.12	7.05	10.81	10.26	10.07	7.45	6.83
CaO	0.03	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.04
Na ₂ O	0.44	0.20	0.00	0.00	0.07	0.37	0.26
K ₂ O	9.57	9.56	8.83	9.48	9.67	8.75	9.50
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.04	0.00	0.04	0.07	0.00
Total	94.01	94.29	93.85	95.85	95.04	96.14	95.81
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.68	2.69	2.71	2.69	2.72	2.78	2.77
Al ^{IV}	1.28	1.29	1.28	1.26	1.23	1.22	1.22
Σ T	3.97	3.98	3.99	3.95	3.95	4.00	3.99
Al ^{VI}	0.45	0.40	0.49	0.63	0.58	0.26	0.29
Fe ³⁺	0.08	0.08	0.12	0.06	0.07	0.17	0.16
Fe ²⁺	1.24	1.31	1.07	1.07	1.07	1.36	1.43
Mn	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03
Mg	0.83	0.82	1.24	1.14	1.13	0.86	0.80
Ti	0.17	0.17	0.00	0.00	0.02	0.15	0.13
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.78	2.80	2.96	2.92	2.90	2.84	2.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.03	0.00	0.00	0.01	0.06	0.04
K	0.95	0.95	0.87	0.90	0.93	0.86	0.95
Σ A	1.02	0.98	0.87	0.91	0.94	0.92	0.99
Σ Carga	22.04	22.05	22.10	22.00	22.00	22.12	22.13
FEMG ^(*)	0.60	0.62	0.46	0.48	0.49	0.61	0.64
Términos finales							
Talco	0.00	1.73	12.79	9.05	5.67	7.90	0.89
Ti-Flog.	16.38	16.74	0.00	0.30	2.17	14.57	12.69
Fe-East.	7.46	7.50	11.85	5.97	6.80	16.72	15.62
Moscovita	12.88	8.31	10.37	16.43	17.82	6.82	11.09
Eastonita	17.94	23.23	27.64	27.88	20.96	12.38	6.35
Flogopita	45.33	42.49	37.35	40.37	46.58	41.60	53.35

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

(1): Biotitas secundarias

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)						
Muestra	555.069	555.222					555.352
Análisis	15	16	17	18	19	20	21
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	35.95	34.90	34.40	35.81	35.84	35.86	35.04
TiO ₂	3.38	3.05	2.89	3.08	3.03	3.75	2.32
Al ₂ O ₃	15.64	16.15	16.11	15.92	16.02	15.63	16.47
FeO _t	24.50	24.20	23.66	24.42	24.38	24.24	25.12
MnO	0.40	0.39	0.41	0.32	0.29	0.43	0.35
MgO	6.39	6.52	6.20	6.55	6.67	6.44	6.61
CaO	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.00	0.02
Na ₂ O	0.01	0.37	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.52	8.74	9.06	9.28	9.43	9.67	9.45
NiO	0.00	0.04	0.03	0.06	0.00	0.08	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.05	0.00
Total	95.79	94.36	92.89	95.54	95.68	96.14	95.37
<i>Fórmula estructural para 11 oxígenos</i>							
Si	2.81	2.75	2.77	2.79	2.80	2.78	2.76
Al ^{IV}	1.19	1.25	1.23	1.21	1.20	1.22	1.24
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.24	0.25	0.28	0.25	0.26	0.20	0.28
Fe ³⁺	0.12	0.17	0.15	0.13	0.13	0.11	0.15
Fe ²⁺	1.46	1.41	1.43	1.45	1.45	1.45	1.49
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	0.74	0.77	0.74	0.76	0.78	0.74	0.78
Ti	0.20	0.18	0.17	0.18	0.18	0.22	0.14
Ni	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.79	2.81	2.81	2.81	2.81	2.78	2.85
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.95	0.88	0.93	0.92	0.94	0.96	0.95
Σ A	0.95	0.94	0.94	0.93	0.94	0.96	0.95
Σ Carga	22.10	22.09	22.12	22.10	22.11	22.04	22.12
FEMG ^(*)	0.66	0.65	0.66	0.65	0.65	0.66	0.66
<i>Términos finales</i>							
Talco	5.04	6.30	5.40	6.85	5.84	4.40	4.89
Ti-Flog.	19.51	17.81	17.11	17.82	17.47	21.72	13.50
Fe-East.	12.06	16.66	14.34	12.94	12.51	10.50	14.62
Moscovita	5.79	5.27	7.11	5.64	6.39	2.41	6.75
Eastonita	11.93	13.91	13.77	13.50	12.97	15.80	13.78
Flogopita	45.67	40.04	42.27	43.25	44.81	45.17	46.47

(*) FEMG = $Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)						
	555.352		555.067		555.132		
	22	23	24	25	26	27	28
Análisis	Composición química (% en peso)						
SiO ₂	35.55	35.59	34.66	35.66	35.50	35.10	35.32
TiO ₂	4.36	3.19	2.73	2.48	2.54	2.83	1.54
Al ₂ O ₃	15.95	16.74	16.52	16.16	16.48	16.88	16.88
FeO _i	24.39	25.03	25.70	25.11	25.24	24.24	22.65
MnO	0.41	0.37	0.34	0.27	0.23	0.37	0.39
MgO	5.83	5.94	6.23	6.83	6.34	6.62	7.57
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02
Na ₂ O	0.15	0.37	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	9.73	9.15	9.34	9.32	9.34	9.80	9.85
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.36	96.38	95.53	95.93	95.69	95.87	94.32
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.76	2.77	2.72	2.79	2.78	2.74	2.78
Al ^{IV}	1.24	1.23	1.28	1.21	1.22	1.26	1.19
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.97
Al ^{VI}	0.21	0.29	0.25	0.26	0.29	0.29	0.37
Fe ³⁺	0.09	0.15	0.15	0.15	0.14	0.11	0.13
Fe ²⁺	1.48	1.47	1.53	1.47	1.49	1.46	1.34
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	0.67	0.69	0.73	0.79	0.74	0.77	0.89
Ti	0.25	0.19	0.16	0.15	0.15	0.17	0.09
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.74	2.80	2.83	2.84	2.84	2.82	2.85
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.96	0.91	0.94	0.93	0.93	0.98	0.99
Σ A	0.99	0.96	0.94	0.94	0.93	0.98	0.99
Σ Carga	22.04	22.13	22.05	22.13	22.13	22.10	22.10
FEMG ^(*)	0.69	0.68	0.68	0.65	0.67	0.65	0.60
Términos finales							
Talco	1.43	3.66	6.03	5.77	6.47	1.98	0.85
Ti-Flog.	25.28	18.21	15.99	14.27	14.66	16.36	8.87
Fe-East.	9.21	14.20	14.48	15.17	14.01	10.80	12.80
Moscovita	2.53	8.12	2.87	7.16	7.33	6.18	14.68
Eastonita	16.18	12.13	18.97	11.38	13.91	16.08	6.28
Flogopita	45.36	43.68	41.65	46.25	43.63	48.61	56.52

(* FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$)

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)				NAVALOSA, facies porfídica		
Muestra	555.132				555.280		
Análisis	29	30	31	32	33	34	35
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	34.96	35.62	35.55	36.00	35.49	36.58	36.32
TiO ₂	2.15	3.83	2.94	2.75	3.58	2.51	3.44
Al ₂ O ₃	16.95	16.30	16.63	16.14	14.19	14.19	14.29
FeO _t	24.02	24.75	23.34	23.53	24.02	24.64	24.70
MnO	0.23	0.44	0.34	0.40	0.32	0.29	0.32
MgO	7.58	6.02	6.72	6.92	7.72	9.57	8.19
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.04
Na ₂ O	0.00	0.16	0.19	0.48	0.00	0.20	0.00
K ₂ O	8.95	9.91	9.74	9.57	9.28	9.26	9.43
NiO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.06
Cr ₂ O ₃	0.11	0.05	0.00	0.04	0.08	0.02	0.06
Total	94.96	97.07	95.44	95.90	94.69	97.41	96.84
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.73	2.75	2.77	2.80	2.78	2.79	2.78
Al ^{IV}	1.27	1.25	1.21	1.18	1.22	1.21	1.22
Σ T	4.00	4.00	3.98	3.98	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.29	0.23	0.31	0.28	0.09	0.06	0.07
Fe ³⁺	0.15	0.10	0.12	0.15	0.05	0.00	0.07
Fe ²⁺	1.40	1.49	1.39	1.36	1.36	1.35	1.34
Mn	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Mg	0.88	0.69	0.78	0.80	0.90	1.09	0.93
Ti	0.13	0.22	0.17	0.16	0.21	0.14	0.20
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.87	2.77	2.80	2.80	2.64	2.66	2.66
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.00	0.02	0.03	0.07	0.00	0.03	0.00
K	0.89	0.98	0.97	0.95	0.93	0.90	0.92
Σ A	0.89	1.00	1.00	1.02	0.93	0.94	0.92
Σ Carga	22.06	22.08	22.08	22.12	21.56	21.41	21.56
FEMG ^(*)	0.61	0.68	0.64	0.63	0.60	0.55	0.59
Términos finales							
Talco	10.70	0.00	0.25	0.00	7.69	6.31	8.07
Ti-Flog.	12.54	22.02	16.82	15.56	22.22	15.41	20.80
Fe-East.	14.82	9.86	11.28	14.80	5.12	0.46	7.79
Moscovita	3.24	4.50	10.38	13.38	0.00	0.00	0.00
Eastonita	22.52	14.31	9.54	0.95	10.17	6.50	7.89
Flogopita	36.18	49.31	51.74	55.31	54.80	71.33	55.46

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.280	555.283				555.063	
Análisis	36	37	38	39	40	41	42
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	35.76	35.57	35.84	35.77	35.11	35.76	35.64
TiO ₂	3.87	3.41	3.64	3.90	3.36	4.46	4.13
Al ₂ O ₃	14.19	15.06	15.69	14.98	15.00	14.19	13.87
FeO _t	24.57	25.56	24.52	24.49	25.14	24.56	24.58
MnO	0.28	0.21	0.22	0.24	0.21	0.32	0.36
MgO	7.76	7.14	7.05	6.80	7.08	7.35	7.58
CaO	0.03	0.07	0.00	0.02	0.04	0.03	0.00
Na ₂ O	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.35	0.08
K ₂ O	9.57	9.54	9.36	9.64	9.43	9.55	9.84
NiO	0.00	0.13	0.00	0.00	0.09	0.02	0.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00
Total	96.03	96.98	96.32	95.84	95.46	96.65	96.16
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.77	2.74	2.76	2.78	2.74	2.75	2.76
Al ^{IV}	1.23	1.26	1.24	1.22	1.26	1.25	1.24
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.07	0.11	0.19	0.16	0.12	0.05	0.03
Fe ³⁺	0.08	0.16	0.01	0.12	0.05	0.06	0.08
Fe ²⁺	1.35	1.47	1.44	1.46	1.43	1.36	1.36
Mn	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.90	0.82	0.81	0.79	0.82	0.84	0.88
Ti	0.23	0.20	0.21	0.23	0.20	0.26	0.24
Ni	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.64	2.80	2.67	2.77	2.66	2.60	2.63
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01
K	0.94	0.94	0.92	0.96	0.94	0.94	0.97
Σ A	0.95	0.99	0.92	0.96	0.94	0.99	0.99
Σ Carga	21.60	22.00	21.64	22.02	21.56	21.58	21.61
FEMG ^(*)	0.60	0.64	0.64	0.65	0.63	0.62	0.61
Términos finales							
Talco	5.57	1.43	8.35	4.13	6.15	0.74	1.57
Ti-Flog.	23.57	19.75	22.00	22.79	20.76	27.16	25.21
Fe-East.	8.64	16.24	1.25	11.84	5.00	6.09	8.26
Moscovita	0.00	0.16	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00
Eastonita	7.02	10.54	19.57	13.65	12.87	5.18	3.63
Flogopita	55.20	51.88	48.83	46.60	55.22	60.83	61.32

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVP	NAVALOSA, facies común (NAVM)					
Muestra	555.063	555.168			555.047		
Análisis	43	44	45	46	47	48	49
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	36.44	35.62	35.50	35.50	35.94	36.20	36.01
TiO ₂	3.95	3.78	3.94	3.80	4.42	4.52	3.87
Al ₂ O ₃	14.60	15.02	14.89	14.55	14.07	13.98	14.06
FeO _i	23.10	23.85	23.04	23.46	25.20	25.33	25.55
MnO	0.40	0.28	0.28	0.28	0.22	0.36	0.29
MgO	8.15	7.71	7.71	7.64	6.60	6.85	7.30
CaO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08
Na ₂ O	0.00	0.13	0.43	0.02	0.05	0.01	0.22
K ₂ O	9.68	9.27	9.38	9.48	9.05	9.06	9.30
NiO	0.00	0.05	0.00	0.05	0.03	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	0.07	0.01	0.05	0.00	0.03	0.19	0.07
Total	96.44	95.75	95.22	94.78	95.61	96.59	96.75
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.79	2.75	2.77	2.77	2.79	2.77	2.78
Al ^{IV}	1.21	1.25	1.23	1.23	1.21	1.23	1.22
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.11	0.12	0.13	0.12	0.08	0.05	0.06
Fe ³⁺	0.02	0.06	0.15	0.04	0.09	0.14	0.03
Fe ²⁺	1.33	1.33	1.34	1.35	1.39	1.33	1.43
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.93	0.89	0.90	0.89	0.76	0.78	0.84
Ti	0.23	0.22	0.23	0.22	0.26	0.26	0.22
Ni	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Σ Y	2.66	2.65	2.77	2.65	2.60	2.61	2.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.00	0.02	0.07	0.00	0.01	0.00	0.03
K	0.95	0.91	0.93	0.95	0.90	0.89	0.92
Σ A	0.95	0.93	1.00	0.95	0.90	0.89	0.96
Σ Carga	21.67	21.60	22.04	21.62	21.59	21.61	21.50
FEMG ^(*)	0.59	0.60	0.60	0.60	0.65	0.63	0.63
Términos finales							
Talco	5.53	6.81	0.19	5.40	10.18	11.41	4.77
Ti-Flog.	23.69	22.95	22.97	23.35	27.08	27.26	23.80
Fe-East.	2.55	6.02	14.45	3.76	9.00	15.05	3.19
Moscovita	0.00	0.00	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Eastonita	12.17	12.72	8.90	12.04	8.73	5.98	6.71
Flogopita	56.05	51.50	51.25	55.45	45.01	40.30	61.53

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	556.232						555.058
Análisis	50	51	52	53	54	55	56
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	35.10	35.32	34.73	35.33	35.18	34.96	35.93
TiO ₂	3.13	4.29	3.18	3.69	4.02	3.21	4.26
Al ₂ O ₃	17.32	16.38	16.89	17.85	16.27	17.17	15.58
FeO _t	22.38	23.53	22.70	21.58	21.54	23.49	21.46
MnO	0.29	0.38	0.24	0.35	0.30	0.38	0.40
MgO	7.23	6.66	7.21	6.93	7.11	7.24	8.04
CaO	0.00	0.01	0.06	0.05	0.00	0.07	0.01
Na ₂ O	0.53	0.21	0.39	0.00	0.23	0.02	0.14
K ₂ O	9.59	9.53	9.35	9.93	9.78	8.57	9.47
NiO	0.11	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.11	0.03	0.00	0.00
Total	95.68	96.38	94.83	95.83	94.52	95.14	95.30
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.72	2.71	2.72	2.72	2.76	2.70	2.77
Al ^{IV}	1.27	1.29	1.28	1.27	1.24	1.30	1.23
Σ T	3.99	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.30	0.20	0.27	0.35	0.25	0.27	0.18
Fe ³⁺	0.12	0.03	0.13	0.04	0.08	0.05	0.01
Fe ²⁺	1.32	1.38	1.35	1.34	1.32	1.33	1.28
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	0.83	0.76	0.84	0.80	0.83	0.83	0.92
Ti	0.18	0.25	0.19	0.21	0.24	0.19	0.25
Ni	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.80	2.66	2.80	2.77	2.75	2.70	2.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.08	0.03	0.06	0.00	0.04	0.00	0.02
K	0.95	0.93	0.93	0.97	0.98	0.84	0.93
Σ A	1.03	0.97	1.00	0.98	1.01	0.85	0.95
Σ Carga	22.10	21.73	22.11	22.02	22.08	21.65	21.74
FEMG ^(*)	0.61	0.64	0.62	0.63	0.61	0.61	0.58
Términos finales							
Talco	0.00	3.55	0.23	2.14	0.00	15.34	4.75
Ti-Flog.	17.85	25.56	18.41	21.12	23.42	19.41	25.43
Fe-East.	11.53	3.30	12.49	4.04	8.00	5.41	0.62
Moscovita	8.17	0.00	5.97	5.14	5.41	0.00	0.00
Eastonita	12.79	20.52	14.77	24.57	14.52	27.78	18.96
Flogopita	49.65	47.07	48.13	42.99	48.65	32.07	50.24

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.058					555.040	
Análisis	57	58	59	60	61	62	63
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	36.00	35.01	35.07	35.23	35.65	35.50	35.47
TiO ₂	4.19	3.94	3.51	3.53	3.48	3.55	3.97
Al ₂ O ₃	15.63	16.83	15.17	15.62	16.40	16.71	16.45
FeO _t	21.02	23.37	22.51	22.40	22.93	22.32	22.67
MnO	0.22	0.38	0.39	0.31	0.30	0.28	0.40
MgO	7.92	7.27	7.56	7.94	8.00	7.70	7.25
CaO	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00
Na ₂ O	0.20	0.00	0.62	0.05	0.36	0.57	0.20
K ₂ O	9.40	9.81	9.30	9.69	9.65	10.05	9.44
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.07	0.00
Total	94.57	96.66	94.30	94.75	96.90	96.77	95.91
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.80	2.68	2.77	2.75	2.73	2.73	2.73
Al ^{IV}	1.20	1.32	1.23	1.25	1.27	1.26	1.27
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00
Al ^{VI}	0.22	0.20	0.18	0.19	0.20	0.24	0.22
Fe ³⁺	0.09	0.08	0.16	0.11	0.12	0.11	0.09
Fe ²⁺	1.27	1.33	1.30	1.34	1.34	1.31	1.36
Mn	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	0.92	0.83	0.89	0.92	0.91	0.88	0.83
Ti	0.24	0.23	0.21	0.21	0.20	0.20	0.23
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.75	2.70	2.77	2.79	2.79	2.77	2.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.00	0.10	0.01	0.05	0.08	0.03
K	0.93	0.96	0.94	0.97	0.94	0.99	0.93
Σ A	0.96	0.96	1.04	0.97	1.00	1.07	0.96
Σ Carga	22.06	21.80	22.15	22.02	22.05	22.09	22.01
FEMG ^(*)	0.58	0.62	0.59	0.59	0.59	0.60	0.62
Términos finales							
Talco	3.91	4.11	0.00	2.75	0.30	0.00	4.17
Ti-Flog.	24.22	23.21	20.50	20.66	19.93	20.09	23.00
Fe-East.	8.85	8.38	16.19	10.64	11.58	10.55	9.35
Moscovita	3.26	0.00	7.62	0.96	2.49	8.02	0.35
Eastonita	15.36	20.92	2.10	16.86	15.61	8.16	21.68
Flogopita	44.39	43.38	53.59	48.13	50.10	53.17	41.44

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.040					555.252	
Análisis	64	65	66	67	68	69	70
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	35.15	34.94	34.98	35.37	35.39	35.54	35.58
TiO ₂	3.57	3.78	4.07	3.86	4.24	3.86	4.05
Al ₂ O ₃	16.98	16.99	16.45	16.95	16.02	15.51	16.54
FeO _t	22.36	22.73	22.84	22.06	22.32	23.23	22.67
MnO	0.27	0.38	0.40	0.31	0.36	0.34	0.30
MgO	7.26	7.08	7.43	7.43	7.68	7.70	7.45
CaO	0.01	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.26	0.29	0.15	0.22	0.09	0.26	0.81
K ₂ O	9.57	9.79	9.66	9.73	9.78	9.95	9.52
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.06	0.18
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08
Total	95.47	95.99	96.12	95.98	96.09	96.45	97.18
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.73	2.71	2.69	2.73	2.70	2.74	2.71
Al ^{IV}	1.27	1.29	1.31	1.27	1.30	1.26	1.29
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.27	0.25	0.19	0.26	0.15	0.15	0.19
Fe ³⁺	0.09	0.09	0.05	0.08	0.10	0.11	0.13
Fe ²⁺	1.35	1.37	1.33	1.34	1.24	1.37	1.30
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.84	0.82	0.85	0.85	0.88	0.88	0.85
Ti	0.21	0.22	0.24	0.22	0.24	0.22	0.23
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Y	2.78	2.78	2.68	2.77	2.69	2.78	2.76
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.04	0.12
K	0.95	0.97	0.95	0.96	0.95	0.98	0.92
Σ A	0.99	1.01	0.98	0.99	0.97	1.02	1.04
Σ Carga	22.08	22.05	21.75	22.05	21.79	22.01	22.06
FEMG ^(*)	0.62	0.63	0.61	0.61	0.59	0.61	0.61
Términos finales							
Talco	1.22	0.00	2.58	0.75	3.42	0.00	0.00
Ti-Flog.	20.60	21.81	24.29	22.18	24.99	22.34	22.94
Fe-East.	9.35	8.84	4.82	7.67	10.63	11.10	12.55
Moscovita	4.42	2.92	0.00	3.03	0.00	0.58	3.60
Eastonita	18.61	19.11	19.57	19.85	15.77	13.39	11.84
Flogopita	45.80	47.31	48.75	46.54	45.19	52.59	49.07

(* FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$)

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.252			555.302		555.205	
Análisis	71	72	73	74	75	76	77
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	35.55	36.25	36.03	36.10	35.89	35.36	35.82
TiO ₂	3.51	4.19	3.95	4.18	4.34	3.06	3.85
Al ₂ O ₃	16.28	15.84	16.47	15.89	14.85	15.35	16.24
FeO _i	23.59	21.93	21.80	22.60	23.21	21.87	22.72
MnO	0.33	0.40	0.44	0.41	0.26	0.33	0.39
MgO	7.72	7.81	7.44	7.53	7.24	7.91	7.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.51	0.14	0.29	0.59	0.00	0.43	0.00
K ₂ O	9.64	9.73	9.85	9.45	9.83	9.80	10.00
NI O	0.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.06	0.05
Total	97.29	96.29	96.30	96.77	95.72	94.15	96.09
<i>Fórmula estructural para 11 oxígenos</i>							
Si	2.71	2.78	2.77	2.76	2.78	2.79	2.77
Al ^{IV}	1.29	1.22	1.23	1.24	1.22	1.19	1.23
Σ T	4.00	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99	4.00
Al ^{VI}	0.18	0.20	0.26	0.19	0.13	0.22	0.25
Fe ³⁺	0.13	0.08	0.08	0.12	0.03	0.14	0.07
Fe ²⁺	1.36	1.32	1.31	1.31	1.37	1.29	1.39
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
Mg	0.88	0.89	0.85	0.86	0.83	0.93	0.81
Ti	0.20	0.24	0.23	0.24	0.25	0.18	0.22
Ni	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.79	2.76	2.76	2.75	2.66	2.79	2.77
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.02	0.04	0.09	0.00	0.07	0.00
K	0.94	0.95	0.96	0.92	0.97	0.99	0.99
Σ A	1.01	0.97	1.01	1.01	0.97	1.05	0.99
Σ Carga	22.05	22.03	22.07	22.08	21.72	22.11	22.06
FEMG ^(*)	0.61	0.60	0.61	0.60	0.62	0.58	0.63
<i>Términos finales</i>							
Talco	0.00	2.82	0.00	0.00	3.03	0.00	1.29
Ti-Flog.	20.10	24.01	22.48	23.77	26.06	17.66	22.13
Fe-East.	13.21	7.86	7.84	11.89	2.60	13.86	7.15
Moscovita	1.90	1.50	5.78	4.38	0.00	11.04	3.99
Eastonita	13.77	17.28	13.88	10.32	13.97	0.04	16.74
Flogopita	51.02	46.53	50.01	49.64	54.34	57.40	48.70

(*) FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.205			555.259			
Análisis	78	79	80	81	82	83	84
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	36.03	35.34	35.89	36.77	34.92	34.63	34.66
TiO ₂	3.60	4.09	3.82	3.47	3.34	3.00	3.20
Al ₂ O ₃	16.18	15.70	15.75	15.99	18.32	18.79	17.85
FeO _t	23.34	22.34	22.86	20.33	20.57	20.30	20.74
MnO	0.40	0.23	0.43	0.37	0.40	0.42	0.33
MgO	7.19	7.67	7.28	8.20	7.76	6.99	7.99
CaO	0.00	0.01	0.08	0.00	0.08	0.03	0.00
Na ₂ O	0.00	0.34	0.44	0.40	0.39	0.84	0.00
K ₂ O	9.66	9.66	9.63	10.09	9.75	9.38	9.65
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.03	0.05	0.03	0.03	0.16
Total	96.44	95.49	96.26	95.70	95.54	94.42	94.57
<i>Fórmula estructural para 11 oxígenos</i>							
Si	2.77	2.74	2.78	2.82	2.69	2.69	2.69
Al ^{IV}	1.23	1.26	1.22	1.15	1.30	1.27	1.31
Σ T	4.00	4.00	4.00	3.97	3.99	3.96	4.00
Al ^{VI}	0.23	0.17	0.21	0.29	0.36	0.44	0.32
Fe ³⁺	0.09	0.11	0.12	0.09	0.07	0.10	0.06
Fe ²⁺	1.40	1.33	1.34	1.20	1.25	1.20	1.28
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
Mg	0.83	0.89	0.84	0.94	0.89	0.81	0.93
Ti	0.21	0.24	0.22	0.20	0.19	0.18	0.19
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Y	2.78	2.76	2.76	2.74	2.78	2.76	2.81
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.05	0.07	0.06	0.06	0.13	0.00
K	0.95	0.96	0.95	0.99	0.96	0.93	0.96
Σ A	0.95	1.01	1.02	1.04	1.02	1.06	0.96
Σ Carga	22.05	22.04	22.12	22.05	22.04	22.04	22.04
FEMG ^(*)	0.63	0.60	0.62	0.56	0.58	0.60	0.58
<i>Términos finales</i>							
Talco	5.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.33
Ti-Flog.	20.72	23.77	21.84	19.44	19.02	16.97	18.58
Fe-East.	9.28	10.72	11.99	8.63	6.56	9.91	5.95
Moscovita	2.37	1.81	6.73	13.44	7.42	16.02	2.21
Eastonita	18.57	14.10	6.92	1.58	20.31	10.75	28.83
Flogopita	43.90	49.61	52.52	56.90	46.69	46.34	40.10

(* FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$)

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVADILLOS (NAVD)						
Muestra	555.244			555.092			555.008
Análisis	85	86	87	88	89	90	91
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	36.06	35.64	35.94	35.18	36.02	35.51	34.36
TiO ₂	3.95	3.42	4.13	4.04	4.05	3.78	3.32
Al ₂ O ₃	14.00	14.03	14.10	15.12	13.90	13.72	16.21
FeO _t	25.59	25.19	25.98	23.84	24.58	24.31	26.53
MnO	0.25	0.43	0.47	0.32	0.41	0.25	0.36
MgO	7.39	7.40	7.44	7.46	7.78	7.57	5.72
CaO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04
Na ₂ O	0.15	0.00	0.12	0.01	0.23	0.00	0.00
K ₂ O	9.40	9.37	9.08	9.47	9.27	9.15	9.36
NiO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00
Total	96.81	95.61	97.24	95.45	96.29	94.34	95.90
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.78	2.78	2.74	2.73	2.78	2.79	2.69
Al ^{IV}	1.22	1.22	1.26	1.27	1.22	1.21	1.31
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.05	0.07	0.02	0.12	0.04	0.07	0.19
Fe ³⁺	0.06	0.06	0.18	0.10	0.08	0.06	0.03
Fe ²⁺	1.40	1.40	1.29	1.31	1.33	1.36	1.55
Mn	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
Mg	0.85	0.86	0.85	0.86	0.89	0.89	0.67
Ti	0.23	0.20	0.24	0.24	0.23	0.22	0.20
Ni	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.61	2.64	2.61	2.66	2.61	2.62	2.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
K	0.92	0.93	0.88	0.94	0.91	0.92	0.94
Σ A	0.95	0.93	0.90	0.94	0.95	0.92	0.94
Σ Carga	21.53	21.52	21.55	21.67	21.54	21.53	21.58
FEMG ^(*)	0.62	0.62	0.60	0.60	0.60	0.61	0.70
Términos finales							
Talco	5.51	7.23	10.41	6.24	5.79	8.72	6.31
Tl-Flog.	24.13	21.19	24.94	24.49	24.76	23.61	20.55
Fe-East.	6.83	6.34	19.45	10.82	8.48	6.47	3.09
Moscovita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eastonita	5.47	7.49	2.25	12.21	4.66	7.56	20.35
Flogopita	58.05	57.75	42.95	46.24	56.31	53.65	49.70

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.008	555.050	555.053			555.240	
Análisis	92	93	94	95	96	97	98
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	34.69	35.44	35.87	35.63	34.97	35.86	35.35
TiO ₂	3.52	3.60	3.99	3.48	3.95	4.21	4.04
Al ₂ O ₃	15.81	15.79	15.04	15.13	15.05	14.24	13.95
FeO _t	25.12	26.76	25.16	26.54	25.07	24.96	26.09
MnO	0.39	0.35	0.66	0.54	0.36	0.25	0.34
MgO	6.46	5.75	6.70	6.44	6.42	7.88	8.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
Na ₂ O	0.00	0.24	0.21	0.00	0.00	0.19	0.00
K ₂ O	9.47	9.53	9.49	9.72	9.40	9.55	9.03
NiO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.06	0.02
Total	95.53	97.45	97.18	97.50	95.23	97.28	96.88
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.71	2.74	2.76	2.75	2.74	2.73	2.70
Al ^{IV}	1.29	1.26	1.24	1.25	1.26	1.27	1.27
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.97
Al ^{VI}	0.17	0.18	0.12	0.12	0.13	0.02	0.00
Fe ³⁺	0.05	0.15	0.02	0.03	0.06	0.15	0.27
Fe ²⁺	1.45	1.57	1.45	1.53	1.43	1.28	1.18
Mn	0.03	0.02	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02
Mg	0.75	0.66	0.77	0.74	0.75	0.90	0.91
Ti	0.21	0.21	0.23	0.20	0.23	0.24	0.23
Ni	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.67	2.79	2.63	2.66	2.64	2.62	2.62
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00
K	0.94	0.94	0.93	0.96	0.94	0.93	0.88
Σ A	0.94	0.98	0.96	0.96	0.94	0.96	0.88
Σ Carga	21.63	22.04	21.60	21.58	21.62	21.60	21.46
FEMG ^(*)	0.66	0.70	0.65	0.67	0.66	0.59	0.57
Términos finales							
Talco	5.89	2.37	3.88	4.60	6.34	4.43	12.30
Ti-Flog.	21.60	20.81	24.19	21.17	24.29	25.25	24.43
Fe-East.	5.58	14.78	1.94	3.02	6.56	15.54	27.93
Moscovita	0.00	2.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eastonita	17.67	13.33	13.17	13.30	13.84	2.61	0.10
Flogopita	49.27	46.55	56.82	57.91	48.97	52.17	35.25

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	NAVD	MAJADILLAS (MAJ)					
Muestra	555.240	556.037					
Análisis	99	100	101	102	103	104	105
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	36.33	35.57	35.56	35.29	35.31	34.96	34.89
TiO ₂	4.40	4.25	3.92	2.32	3.67	3.65	3.05
Al ₂ O ₃	13.83	16.27	16.04	19.13	17.48	18.13	17.77
FeO _t	25.22	21.72	22.56	22.75	20.85	22.30	22.54
MnO	0.28	0.38	0.42	0.98	0.51	0.43	0.47
MgO	7.60	6.64	6.94	6.52	6.19	6.61	6.52
CaO	0.00	0.00	0.10	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.53	0.40	0.69	0.12	0.72	0.00
K ₂ O	9.29	9.68	9.73	9.70	9.28	9.92	9.54
NiO	0.00	0.06	0.09	0.00	0.10	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.00	0.08	0.06	0.01	0.00
Total	96.98	95.20	95.75	97.46	93.56	96.91	94.82
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.77	2.76	2.76	2.69	2.76	2.68	2.72
Al ^{IV}	1.23	1.22	1.24	1.28	1.22	1.30	1.27
Σ T	4.00	3.99	4.00	3.97	3.98	3.98	3.99
Al ^{VI}	0.03	0.26	0.22	0.43	0.39	0.33	0.36
Fe ³⁺	0.17	0.09	0.11	0.11	0.06	0.09	0.08
Fe ²⁺	1.29	1.31	1.35	1.32	1.29	1.33	1.38
Mn	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03
Mg	0.86	0.77	0.80	0.74	0.72	0.76	0.76
Ti	0.25	0.25	0.23	0.13	0.22	0.21	0.18
Ni	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.62	2.72	2.76	2.81	2.75	2.74	2.80
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.08	0.06	0.10	0.02	0.11	0.00
K	0.90	0.96	0.96	0.94	0.93	0.97	0.95
Σ A	0.90	1.04	1.03	1.04	0.94	1.08	0.95
Σ Carga	21.61	22.08	22.09	22.06	22.03	22.09	22.06
FEMG ^(*)	0.60	0.63	0.63	0.64	0.64	0.64	0.65
Términos finales							
Talco	10.05	0.00	0.00	0.00	5.47	0.00	4.85
Ti-Flog.	26.40	24.38	22.48	12.86	21.16	20.72	17.68
Fe-East.	17.40	9.30	10.51	10.90	6.20	8.90	7.74
Moscovita	0.00	8.46	6.52	15.16	9.19	9.51	6.05
Eastonita	2.91	8.81	8.86	11.90	20.41	13.29	23.53
Flogopita	43.24	49.05	51.63	49.18	37.56	47.59	40.16

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	MAJ	SAN JUAN (SJ)			VENERO CLARO (VC)		
Muestra	556.037	556.216			556.354		
Análisis	106	107	108	109	110	111	112
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	35.17	36.55	35.21	34.84	34.23	34.78	34.74
TiO ₂	3.23	3.49	3.12	4.00	2.75	2.35	2.94
Al ₂ O ₃	18.24	17.65	17.41	18.55	17.61	18.28	18.50
FeO _t	19.91	23.98	25.49	23.39	24.32	24.10	24.73
MnO	0.43	0.35	0.33	0.33	0.46	0.41	0.40
MgO	7.08	5.38	5.20	4.52	5.27	5.55	5.18
CaO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.69	0.83	0.00	0.22	0.00	0.21
K ₂ O	9.86	9.85	9.65	9.68	9.57	9.59	9.71
NiO	0.00	0.18	0.00	0.11	0.03	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.02	0.03
Total	93.97	98.20	97.29	95.52	94.51	95.09	96.44
<i>Fórmula estructural para 11 oxígenos</i>							
Si	2.73	2.76	2.72	2.70	2.71	2.73	2.70
Al ^{IV}	1.24	1.20	1.25	1.28	1.27	1.25	1.29
Σ T	3.97	3.96	3.97	3.98	3.98	3.98	3.98
Al ^{VI}	0.43	0.36	0.33	0.41	0.37	0.43	0.40
Fe ³⁺	0.03	0.11	0.16	0.04	0.12	0.10	0.09
Fe ²⁺	1.26	1.40	1.48	1.48	1.48	1.47	1.50
Mn	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	0.82	0.61	0.60	0.52	0.62	0.65	0.60
Ti	0.19	0.20	0.18	0.23	0.16	0.14	0.17
Ni	0.00	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.76	2.74	2.77	2.74	2.80	2.82	2.79
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.10	0.12	0.00	0.03	0.00	0.03
K	0.98	0.95	0.95	0.96	0.97	0.96	0.96
Σ A	0.98	1.05	1.08	0.96	1.01	0.96	0.99
Σ Carga	22.00	22.06	22.11	22.01	22.08	22.06	22.06
FEMG ^(*)	0.60	0.70	0.71	0.74	0.70	0.69	0.71
<i>Términos finales</i>							
Talco	2.22	0.00	0.00	4.12	0.00	3.99	0.72
Ti-Flog.	18.55	19.24	17.54	23.01	15.99	13.53	16.77
Fe-East.	3.33	10.29	15.06	3.64	11.74	9.65	9.20
Moscovita	10.23	15.31	15.60	6.65	11.47	11.82	9.95
Eastonita	22.15	4.69	0.70	28.13	13.32	18.72	19.45
Flogopita	43.52	50.46	51.10	34.44	47.48	42.29	43.91

(* FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$)

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	VENERO CLARO (VC)			GARGANTA (GAR)			
Muestra	556.354			555.342			
Análisis	113	114	115	116	117	118	119
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	35.34	35.38	34.51	34.86	35.03	34.45	34.61
TiO ₂	2.50	2.53	2.75	3.36	3.19	2.66	2.77
Al ₂ O ₃	18.11	17.80	17.74	17.84	17.89	18.33	17.90
FeO _t	24.69	24.79	23.92	24.88	24.58	24.19	24.42
MnO	0.52	0.34	0.35	0.44	0.42	0.51	0.42
MgO	5.44	5.61	5.21	5.16	5.21	5.49	5.57
CaO	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	0.50	0.29	0.15	0.02	0.03	0.09	0.01
K ₂ O	9.53	9.48	9.28	8.98	8.78	9.13	8.50
NiO	0.00	0.00	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.62	96.29	94.00	95.54	95.16	94.85	94.20
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.73	2.75	2.73	2.72	2.74	2.71	2.72
Al ^{IV}	1.23	1.23	1.25	1.28	1.26	1.29	1.28
Σ T	3.97	3.97	3.98	4.00	4.00	3.99	4.00
Al ^{VI}	0.41	0.39	0.40	0.35	0.38	0.40	0.38
Fe ³⁺	0.13	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14
Fe ²⁺	1.45	1.47	1.46	1.51	1.49	1.47	1.47
Mn	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.63	0.65	0.61	0.60	0.61	0.64	0.65
Ti	0.15	0.15	0.16	0.20	0.19	0.16	0.16
Ni	0.00	0.00	0.02				
Cr	0.00	0.00	0.00				
Σ Y	2.80	2.80	2.80	2.80	2.80	2.82	2.83
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.94	0.94	0.94	0.89	0.88	0.91	0.85
Σ A	1.02	0.98	0.96	0.90	0.88	0.93	0.85
Σ Carga	22.08	22.09	22.08	22.06	22.10	22.10	22.08
FEMG ^(*)	0.70	0.69	0.70	0.72	0.71	0.70	0.69
Términos finales							
Talco	0.00	1.52	3.62	10.31	11.60	7.00	14.34
Ti-Flog.	14.04	14.36	15.96	19.50	18.45	15.41	16.19
Fe-East.	12.92	12.41	11.28	11.10	11.73	11.89	13.85
Moscovita	15.70	13.38	11.60	3.71	5.71	7.97	4.68
Eastonita	8.17	11.11	16.13	27.21	25.50	23.27	27.77
Flogopita	49.17	47.22	41.42	28.17	27.01	34.47	23.19

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	GARGANTA (GAR)						
Muestra	555.342	555.343					
Análisis	120	121	122	123	124	125	126
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	34.05	34.90	34.86	34.90	34.78	34.97	34.37
TiO ₂	3.82	1.43	2.51	2.90	3.06	2.61	2.98
Al ₂ O ₃	17.59	18.38	17.85	17.94	18.11	18.25	17.75
FeO _t	25.48	23.48	23.65	24.30	24.70	24.42	24.70
MnO	0.46	0.53	0.44	0.45	0.48	0.48	0.47
MgO	4.92	6.28	5.42	5.00	5.07	5.23	5.21
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
Na ₂ O	0.04	0.09	0.03	0.07	0.06	0.04	0.05
K ₂ O	8.55	8.90	8.53	8.80	8.77	8.46	8.63
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.91	93.99	93.29	94.39	95.03	94.48	94.18
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.66	2.75	2.76	2.75	2.72	2.74	2.72
Al ^{IV}	1.34	1.23	1.22	1.24	1.28	1.25	1.28
Σ T	4.00	3.98	3.99	3.99	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	0.29	0.47	0.43	0.41	0.39	0.43	0.36
Fe ³⁺	0.07	0.16	0.14	0.13	0.12	0.14	0.14
Fe ²⁺	1.47	1.39	1.43	1.47	1.50	1.46	1.49
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	0.57	0.74	0.64	0.59	0.59	0.61	0.61
Ti	0.22	0.08	0.15	0.17	0.18	0.15	0.18
Ni							
Cr							
Σ Y	2.66	2.87	2.82	2.80	2.81	2.83	2.82
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.85	0.89	0.86	0.88	0.88	0.85	0.87
Σ A	0.86	0.91	0.87	0.90	0.89	0.85	0.88
Σ Carga	21.64	22.11	22.11	22.10	22.10	22.11	22.08
FEMG ^(*)	0.72	0.65	0.69	0.72	0.72	0.71	0.71
Términos finales							
Talco	14.74	8.97	12.95	10.09	11.25	14.21	11.92
Ti-Flog.	23.40	8.19	14.59	16.77	17.74	15.08	17.48
Fe-East.	7.56	15.24	13.75	12.42	12.11	13.51	13.77
Moscovita	0.00	14.57	10.60	9.68	5.95	8.35	4.79
Eastonita	29.92	15.86	21.02	21.01	26.20	25.03	26.03
Flogopita	24.38	37.17	27.09	30.02	26.75	23.82	26.01

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	GARGANTA (GAR)		SAN MARTIN (SMVA)				
Muestra	555.343		555.345				
Análisis	127	128	129	130	131	132	133
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	34.65	34.67	33.51	33.12	33.50	33.38	33.14
TiO ₂	3.22	3.05	2.06	1.75	2.22	1.76	1.79
Al ₂ O ₃	17.53	18.40	20.10	20.61	20.49	20.58	20.77
FeO _i	24.43	23.39	27.37	27.19	27.03	26.32	26.56
MnO	0.46	0.42	1.13	1.29	1.16	1.12	1.16
MgO	5.00	4.91	0.97	0.90	0.82	0.90	0.84
CaO	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.05	0.07	0.04	0.15	0.09	0.03	0.10
K ₂ O	8.47	9.07	7.93	7.92	8.64	8.26	8.28
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	93.85	93.99	93.13	92.93	93.95	92.35	92.64
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	2.74	2.73	2.70	2.68	2.68	2.70	2.68
Al ^{IV}	1.26	1.25	1.26	1.28	1.27	1.24	1.26
Σ T	4.00	3.98	3.96	3.96	3.95	3.94	3.94
Al ^{VI}	0.37	0.45	0.64	0.68	0.66	0.72	0.71
Fe ³⁺	0.14	0.10	0.16	0.16	0.12	0.13	0.14
Fe ²⁺	1.48	1.44	1.69	1.68	1.69	1.65	1.66
Mn	0.03	0.03	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08
Mg	0.59	0.58	0.12	0.11	0.10	0.11	0.10
Ti	0.19	0.18	0.13	0.11	0.13	0.11	0.11
Ni							
Cr							
Σ Y	2.80	2.78	2.81	2.82	2.78	2.80	2.80
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
K	0.86	0.91	0.82	0.82	0.88	0.85	0.85
Σ A	0.87	0.92	0.82	0.84	0.90	0.86	0.87
Σ Carga	22.10	22.06	22.09	22.09	22.04	22.04	22.05
FEMG ^(*)	0.72	0.71	0.94	0.94	0.95	0.94	0.94
Términos finales							
Talco	13.15	7.57	16.92	15.27	9.95	13.60	12.41
Ti-Flog.	18.86	17.64	12.04	10.22	12.85	10.24	10.42
Fe-East.	13.44	9.49	15.00	15.67	11.66	12.87	13.20
Moscovita	5.83	11.08	17.57	19.22	19.85	22.75	21.86
Eastonita	24.66	22.18	26.71	26.40	23.92	23.41	24.37
Flogopita	24.06	32.04	11.76	13.21	21.77	17.14	17.73

(* FEMG = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.1: Composición química y fórmula estructural de biotitas.

Plutón	SMVA
Muestra	555.345
Análisis	134

Composición química

SiO ₂	33.21
TiO ₂	1.81
Al ₂ O ₃	20.76
FeO _t	27.26
MnO	1.10
MgO	0.85
CaO	0.00
Na ₂ O	0.11
K ₂ O	7.85
NiO	n.d.
Cr ₂ O ₃	n.d.
Total	92.95

Fórmula estructural

Si	2.68
Al ^{IV}	1.28
Σ T	3.96
Al ^{VI}	0.69
Fe ³⁺	0.16
Fe ²⁺	1.68
Mn	0.08
Mg	0.10
Ti	0.11
Ni	
Cr	
Σ Y	2.82
Ca	0.00
Na	0.02
K	0.81
Σ A	0.83
Σ Carga	22.08
FEMG^(*)	0.94

Términos finales

Talco	16.74
Ti-Flog.	10.56
Fe-East.	15.11
Moscovita	18.90
Eastonita	28.30
Flogopita	10.38

(^{*} FEMG = $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$)

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	BARAJAS (BAR)						
Muestra	555.181			555.241			
Análisis	1	2	3	4	5	6	7
Carácter	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	47.01	46.10	46.69	46.19	45.96	45.63	45.90
TiO ₂	0.03	1.48	1.22	1.66	0.23	0.11	0.00
Al ₂ O ₃	36.31	34.71	35.17	35.08	35.56	35.88	35.99
FeO _i	0.95	1.04	0.90	0.90	0.93	0.94	1.17
MnO	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.03
MgO	0.54	0.59	0.51	0.38	0.40	0.48	0.51
CaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.80	0.56	0.99	0.25	0.52	0.00	0.71
K ₂ O	10.57	10.84	11.00	10.74	10.41	10.70	10.69
NiO	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.07	0.02	0.12	0.00
Total	96.36	95.33	96.54	95.28	94.02	93.98	94.99
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.09	3.07	3.08	3.07	3.09	3.07	3.06
Al ^{IV}	0.91	0.93	0.92	0.93	0.91	0.93	0.94
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.90	1.79	1.81	1.82	1.90	1.91	1.90
Fe ²⁺ _{tot}	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Ti	0.00	0.07	0.06	0.08	0.01	0.01	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Σ Y	2.01	1.98	1.97	1.99	2.01	2.03	2.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.10	0.07	0.13	0.03	0.07	0.00	0.09
K	0.89	0.92	0.92	0.91	0.89	0.92	0.91
Σ A	0.99	0.99	1.05	0.94	0.96	0.92	1.00
Σ Carga	22.00	21.97	22.01	21.98	21.99	21.98	21.99
FEMG ^(*)	49.59	49.42	49.69	57.29	56.69	52.89	56.24
Términos finales							
Moscovita	80.05	75.59	69.35	80.57	82.11	88.68	81.63
Paragonita	10.24	7.27	12.69	3.21	6.71	0.00	9.19
Celadonita	7.40	8.98	11.85	3.05	5.39	0.97	7.98
Pirofillita	1.18	0.70	0.00	4.81	3.76	6.98	0.00
Flog.-Ann.	0.98	0.00	0.00	0.00	0.89	2.84	1.20
Ti-moscov.	0.16	7.46	6.12	8.36	1.14	0.53	0.00

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	BARAJAS (BAR)		NAVACEPEDILLA (NAV)				
Muestra	555.241		555.069				
Análisis	8	9	10	11	12	13	14
Carácter	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	46.75	46.39	47.45	47.19	47.26	47.17	46.43
TiO ₂	0.04	0.32	1.13	1.95	0.62	0.62	0.05
Al ₂ O ₃	37.09	36.71	31.46	30.12	30.62	30.37	34.92
FeO _t	0.86	0.94	3.09	3.10	3.12	3.65	1.53
MnO	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00
MgO	0.49	0.47	1.20	1.28	1.30	1.49	0.42
CaO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	0.84	0.65	0.00	0.15	0.01	0.00	0.59
K ₂ O	10.77	10.47	10.72	10.98	11.11	10.71	10.73
NiO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Total	96.85	95.96	95.08	94.97	94.04	94.04	94.74
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.05	3.06	3.19	3.20	3.22	3.22	3.11
Al ^{IV}	0.95	0.94	0.81	0.80	0.78	0.78	0.89
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.91	1.91	1.69	1.60	1.69	1.66	1.87
Fe ²⁺ _{tot}	0.05	0.05	0.17	0.18	0.18	0.21	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.05	0.12	0.13	0.13	0.15	0.04
Ti	0.00	0.02	0.06	0.10	0.03	0.03	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.01	2.02	2.04	2.01	2.03	2.05	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.11	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08
K	0.90	0.88	0.92	0.95	0.97	0.93	0.92
Σ A	1.00	0.96	0.92	0.97	0.97	0.93	1.00
Σ Carga	21.99	21.99	21.99	21.99	21.99	21.99	22.00
FEMG ^(*)	49.84	53.38	59.60	57.73	57.78	58.59	67.36
Términos finales							
Moscovita	81.43	82.30	70.68	67.20	71.26	68.63	80.25
Paragonita	10.63	8.33	0.00	1.96	0.15	0.00	7.64
Celadonita	6.97	2.69	13.71	16.76	20.54	18.19	11.19
Pirofilita	0.00	3.29	6.71	2.96	2.56	5.32	0.26
Flog.-Ann.	0.77	1.83	3.29	1.25	2.36	4.77	0.43
Ti-moscov.	0.20	1.57	5.62	9.87	3.13	3.09	0.23

(* FEMG = $100 \times \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$)

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)						
Muestra	555.222			555.352			555.067
Análisis	15	16	17	18	19	20	21
Carácter	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	46.73	46.33	46.65	45.15	47.23	47.17	47.46
TiO ₂	0.62	0.51	1.01	0.61	0.69	2.44	0.26
Al ₂ O ₃	34.43	33.19	32.92	34.41	30.45	29.85	31.51
FeO _t	1.90	2.12	2.32	1.50	3.16	3.04	3.45
MnO	0.00	0.08	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04
MgO	0.51	0.67	0.76	0.34	1.31	1.11	0.95
CaO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.09	0.22	0.49	0.66	0.37	0.14	0.00
K ₂ O	10.27	10.41	10.70	10.55	11.06	10.56	10.81
NiO	0.00	0.00	0.07	0.02	0.10	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	94.61	93.54	94.94	93.25	94.37	94.33	94.51
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.13	3.15	3.14	3.08	3.22	3.21	3.22
Al ^{IV}	0.87	0.85	0.86	0.92	0.78	0.79	0.78
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.84	1.81	1.75	1.85	1.66	1.60	1.73
Fe ²⁺ _{tot}	0.11	0.12	0.13	0.09	0.18	0.17	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.07	0.08	0.03	0.13	0.11	0.09
Ti	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.12	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.03	2.03	2.01	2.00	2.02	2.01	2.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.03	0.06	0.09	0.05	0.02	0.00
K	0.88	0.90	0.92	0.92	0.96	0.92	0.93
Σ A	0.89	0.93	0.98	1.01	1.01	0.93	0.93
Σ Carga	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	21.99
FEMG ^(*)	67.91	64.37	63.36	71.49	57.75	60.58	67.55
Términos finales							
Moscovita	79.15	76.83	73.52	79.33	66.96	64.46	72.59
Paragonita	1.19	2.90	6.35	8.74	4.86	1.78	0.00
Celadonita	2.98	8.60	12.40	8.77	23.15	14.19	16.55
Pirofilita	10.40	6.59	1.61	0.00	0.00	6.53	5.87
Flog.-Ann.	3.21	2.53	1.04	0.01	1.53	0.62	3.71
Tl-moscov.	3.07	2.55	5.07	3.14	3.50	12.42	1.29

(^{*} FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	NAVACEPEDILLA		NAVALOSA porfid.		NAVALOSA común		NAVD
Muestra	555.067	555.132	555.347	555.334	555.259	556.232	555.050
Análisis	22	23	24	25	26	27	28
Carácter	2 ^ª	2 ^ª	2 ^ª	2 ^ª	2 ^ª	2 ^ª	2 ^ª
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	47.73	46.35	46.51	46.30	45.91	44.54	44.22
TiO ₂	1.96	1.23	0.03	0.54	1.30	2.49	0.18
Al ₂ O ₃	29.98	32.62	34.74	34.19	33.86	31.49	30.51
FeO _t	2.90	2.82	0.58	1.47	1.34	2.72	6.36
MnO	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.28	0.17
MgO	1.23	1.14	0.13	0.68	0.85	0.68	1.98
CaO	0.04	0.01	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.35	0.30	0.21	0.06	0.52	0.19	0.00
K ₂ O	10.86	11.20	10.85	9.99	11.11	10.06	10.66
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.05
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00
Total	95.08	95.80	93.13	93.26	94.88	92.66	94.13
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.22	3.11	3.15	3.13	3.08	3.08	3.08
Al ^{IV}	0.78	0.89	0.85	0.87	0.92	0.92	0.92
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.60	1.69	1.93	1.86	1.77	1.65	1.59
Fe ²⁺ _{tot}	0.16	0.16	0.03	0.08	0.08	0.16	0.37
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
Mg	0.12	0.11	0.01	0.07	0.08	0.07	0.19
Ti	0.10	0.06	0.00	0.03	0.07	0.13	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Σ Y	1.99	2.03	1.97	2.04	1.99	2.03	2.16
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.04	0.03	0.01	0.07	0.03	0.00
K	0.93	0.96	0.94	0.86	0.95	0.89	0.95
Σ A	0.98	1.00	0.97	0.87	1.02	0.92	0.95
Σ Carga	22.00	21.99	22.00	21.99	21.99	21.98	21.96
FEMG ^(*)	56.84	58.50	72.08	55.30	46.96	69.69	66.33
Términos finales							
Moscovita	63.44	74.55	81.84	79.06	75.20	72.84	65.54
Paragonita	4.57	3.92	2.77	0.79	6.75	2.60	0.00
Celadonita	20.19	12.52	12.27	1.17	11.49	0.89	14.98
Pirofillita	1.81	0.08	2.95	12.56	0.00	7.95	5.27
Flog.-Ann.	0.00	2.80	0.00	3.72	0.00	3.00	13.35
Ti-moscov.	9.99	6.13	0.18	2.69	6.57	12.72	0.86

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	MAJADILLAS (MAJ)						
Muestra	556.037						
Análisis	29	30	31	32	33	34	35
Carácter	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	46.97	46.63	46.83	46.56	41.49	43.07	45.98
TiO ₂	0.07	0.03	0.09	3.06	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	35.59	35.97	34.75	33.92	26.96	28.41	35.06
FeO _t	1.41	1.18	1.35	1.46	10.91	8.65	1.51
MnO	0.02	0.06	0.05	0.07	0.18	0.29	0.05
MgO	0.64	0.52	0.68	0.65	4.93	4.42	0.67
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.64	0.46	0.50	0.62	0.00	0.24	0.00
K ₂ O	10.71	10.55	10.85	10.56	10.66	11.00	10.93
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.06
Total	96.05	95.41	95.10	97.00	95.14	96.12	94.31
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.10	3.09	3.12	3.06	2.96	3.00	3.09
Al ^{IV}	0.90	0.91	0.88	0.94	1.04	1.00	0.91
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.87	1.90	1.85	1.69	1.23	1.34	1.88
Fe ²⁺ _{tot}	0.08	0.07	0.08	0.08	0.65	0.50	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.06	0.05	0.07	0.06	0.43	0.40	0.07
Ti	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.02	2.02	2.00	1.99	2.33	2.25	2.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.06	0.06	0.08	0.00	0.03	0.00
K	0.90	0.89	0.92	0.89	0.97	0.98	0.94
Σ A	0.98	0.95	0.99	0.96	0.97	1.01	0.94
Σ Carga	22.00	22.00	21.98	22.00	21.81	21.85	21.99
FEMG ^(*)	55.57	56.17	52.80	55.79	59.99	56.00	56.10
Términos finales							
Moscovita	79.59	82.31	78.98	71.36	31.09	43.44	86.18
Paragonita	8.14	5.94	6.41	7.90	0.00	3.19	0.00
Celadonita	8.76	4.39	12.44	1.63	44.71	35.01	4.70
Pirofilita	1.54	4.83	1.25	3.91	2.91	0.00	5.49
Flog.-Ann.	1.63	2.36	0.46	0.00	21.29	18.35	3.40
Ti-moscov.	0.33	0.17	0.45	15.19	0.00	0.01	0.22

(^{*} FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	MAJ	SAN JUAN (SJ)					
Muestra	556.037	556.216					
Análisis	36	37	38	39	40	41	42
Carácter	?	1 ^{ra}	1 ^{ra}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	45.68	46.54	47.18	47.25	47.07	47.15	46.37
TiO ₂	0.19	0.36	0.28	0.49	0.33	0.87	1.04
Al ₂ O ₃	34.87	35.14	35.50	35.37	31.79	33.57	34.89
FeO _t	1.17	1.45	1.57	1.38	3.02	2.12	1.58
MnO	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00	0.11	0.05
MgO	0.54	0.49	0.45	0.61	1.53	1.05	0.48
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04
Na ₂ O	0.42	0.32	0.20	1.07	0.00	0.00	0.42
K ₂ O	10.75	10.67	10.80	10.73	11.24	11.27	10.91
NiO	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.08	0.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01
Total	93.68	95.01	96.09	96.96	95.00	96.24	95.96
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.09	3.10	3.11	3.10	3.18	3.13	3.08
Al ^{IV}	0.91	0.90	0.89	0.90	0.82	0.87	0.92
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.88	1.86	1.87	1.83	1.71	1.76	1.81
Fe ²⁺ _{tot}	0.07	0.08	0.09	0.08	0.17	0.12	0.09
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.05	0.05	0.04	0.06	0.15	0.10	0.05
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.01	2.01	2.02	1.99	2.05	2.03	2.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.04	0.03	0.14	0.00	0.00	0.05
K	0.93	0.91	0.91	0.90	0.97	0.95	0.92
Σ A	0.98	0.95	0.93	1.03	0.97	0.96	0.98
Σ Carga	21.99	21.97	21.99	21.99	21.98	21.99	22.00
FEMG ^(*)	54.75	62.43	66.46	55.93	53.19	53.51	65.03
Términos finales							
Moscovita	82.94	81.36	82.42	70.33	74.77	79.57	80.79
Paragonita	5.54	4.15	2.53	13.63	0.00	0.00	5.42
Celadonita	8.40	7.89	5.21	13.61	17.80	8.92	5.65
Pirofillita	1.27	3.71	6.31	0.00	1.61	4.32	2.07
Flog.-Ann.	0.91	1.11	2.17	0.00	4.22	2.94	0.89
Ti-moscov.	0.94	1.78	1.37	2.42	1.61	4.25	5.17

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	SAN JUAN (SJ)				VENERO CLARO (VC)		
Muestra	556.216				556.354		
Análisis	43	44	45	46	47	48	49
Carácter	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}	2 ^{ta}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	47.44	46.71	46.14	46.48	45.81	46.64	46.35
TiO ₂	0.83	1.28	0.54	1.61	1.23	2.42	0.80
Al ₂ O ₃	31.44	33.61	34.13	33.97	34.04	33.13	34.00
FeO _t	3.02	1.65	2.00	1.66	1.47	1.48	1.36
MnO	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04
MgO	1.53	0.86	0.70	0.74	0.68	0.88	0.59
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na ₂ O	0.42	0.47	0.01	0.32	0.46	0.47	0.78
K ₂ O	11.31	11.25	11.06	10.88	10.77	11.10	10.43
NiO	0.15	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.02	0.07	0.01	0.02
Total	96.15	95.86	94.65	95.68	94.56	96.15	94.41
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.17	3.11	3.11	3.09	3.08	3.09	3.12
Al ^{IV}	0.83	0.89	0.89	0.91	0.92	0.91	0.88
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.65	1.75	1.82	1.75	1.78	1.68	1.81
Fe ²⁺ _{tot}	0.17	0.09	0.11	0.09	0.08	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.15	0.09	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06
Ti	0.04	0.06	0.03	0.08	0.06	0.12	0.04
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.02	2.00	2.03	2.00	2.00	1.97	1.99
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.06	0.00	0.04	0.06	0.06	0.10
K	0.96	0.96	0.95	0.92	0.92	0.94	0.90
Σ A	1.02	1.02	0.95	0.96	0.99	1.00	1.00
Σ Carga	21.97	22.00	22.00	21.98	21.97	21.97	22.00
FEMG ^(*)	52.98	51.69	61.84	55.85	54.85	48.19	56.10
Términos finales							
Moscovita	66.36	75.06	83.10	77.24	76.38	69.66	74.14
Paragonita	5.46	6.01	0.09	4.18	6.05	6.09	10.13
Celadonita	22.16	12.51	6.73	8.03	9.89	11.99	11.19
Pirofilita	0.00	0.00	4.48	2.34	1.46	0.00	0.46
Flog.-Ann.	1.89	0.00	2.93	0.16	0.00	0.00	0.00
Ti-moscov.	4.13	6.42	2.67	8.04	6.23	12.26	4.07

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	VENERO CLARO (VC)					GARGANTA (GAR)	
Muestra	556.354			556.350		555.342	
Análisis	50	51	52	53	54	55	56
Carácter	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	?	?	?	?
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	46.07	46.91	47.64	46.57	47.68	47.20	46.95
TiO ₂	0.71	0.65	0.55	0.30	0.98	0.41	0.66
Al ₂ O ₃	34.23	35.31	35.92	33.80	31.95	34.95	34.47
FeO _t	1.43	1.46	1.38	1.75	2.10	1.48	1.52
MnO	0.04	0.02	0.06	0.04	0.04	0.07	0.05
MgO	0.51	0.54	0.57	1.01	1.39	0.57	0.56
CaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.31	0.19	0.16	0.51	0.24	0.44	0.35
K ₂ O	10.60	10.64	9.60	10.38	10.79	9.66	10.25
NiO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	94.01	95.85	95.88	94.36	95.18	94.78	94.81
<i>Fórmula estructural para 11 oxígenos</i>							
Si	3.11	3.10	3.11	3.13	3.19	3.14	3.13
Al ^{IV}	0.89	0.90	0.89	0.87	0.81	0.86	0.87
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.83	1.85	1.88	1.81	1.71	1.87	1.84
Fe ²⁺ _{tot}	0.08	0.08	0.08	0.10	0.12	0.08	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.05	0.05	0.10	0.14	0.06	0.06
Ti	0.04	0.03	0.03	0.01	0.05	0.02	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.00	2.03	2.04	2.03	2.02	2.04	2.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.02	0.02	0.07	0.03	0.06	0.05
K	0.91	0.90	0.80	0.89	0.92	0.82	0.87
Σ A	0.95	0.92	0.82	0.96	0.95	0.88	0.92
Σ Carga	21.97	22.00	21.94	22.00	22.00	22.00	22.00
FEMG ^(*)	61.21	60.69	58.18	49.68	46.13	59.73	60.59
<i>Términos finales</i>							
Moscovita	79.99	81.54	77.03	75.29	70.65	75.08	76.99
Paragonita	4.08	2.45	2.06	6.65	3.12	5.67	4.53
Celadonita	9.13	2.82	0.00	9.81	15.27	1.63	5.27
Pirofilita	3.05	7.58	14.61	3.91	4.31	12.24	8.12
Flog.-Ann.	0.15	2.41	3.63	2.84	1.78	3.38	1.82
Ti-moscov.	3.60	3.20	2.66	1.49	4.88	2.01	3.28

(* FEMG = $100 \times \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$)

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	GARGANTA (GAR)						
Muestra	555.342		555.343				
Análisis	57	58	59	60	61	62	63
Carácter	?	?	?	?	?	?	?
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	47.20	46.53	47.64	47.05	46.05	46.51	46.35
TiO ₂	0.38	0.75	1.99	1.16	0.89	0.87	0.48
Al ₂ O ₃	35.00	34.98	31.90	33.92	33.82	33.96	34.10
FeO _t	1.61	1.38	1.98	1.40	1.55	1.52	1.70
MnO	0.00	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.06
MgO	0.69	0.57	1.11	0.67	0.67	0.73	0.75
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.61	0.49	0.25	0.66	0.61	0.84	0.72
K ₂ O	9.67	9.84	9.80	9.61	9.82	9.19	9.35
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.16	94.59	94.68	94.50	93.44	93.63	93.51
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.13	3.11	3.19	3.14	3.12	3.13	3.13
Al ^{IV}	0.87	0.89	0.81	0.86	0.88	0.87	0.87
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.86	1.86	1.70	1.81	1.82	1.83	1.84
Fe ²⁺ _{tot}	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.06	0.11	0.07	0.07	0.07	0.07
Ti	0.02	0.04	0.10	0.06	0.04	0.04	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.04	2.03	2.02	2.01	2.02	2.03	2.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.06	0.03	0.09	0.08	0.11	0.09
K	0.82	0.84	0.84	0.82	0.85	0.79	0.81
Σ A	0.90	0.90	0.87	0.90	0.93	0.90	0.90
Σ Carga	22.00	22.00	21.99	22.00	22.00	22.00	21.99
FEMG ^(*)	57.15	57.97	50.29	54.14	56.72	54.23	56.47
Términos finales							
Moscovita	73.55	76.36	65.86	70.14	73.45	68.65	71.25
Paragonita	7.84	6.34	3.24	8.54	8.01	10.96	9.42
Celadonita	3.30	1.13	6.46	4.75	5.57	3.73	3.56
Pirofilita	9.96	9.65	12.65	9.49	6.67	9.74	9.69
Flog.-Ann.	3.48	2.82	1.89	1.30	1.81	2.57	3.68
Ti-moscov.	1.86	3.71	9.90	5.78	4.49	4.34	2.39

(*) FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	SALOBRAL (SLBR)				SAN MARTIN (SMVA)		
Muestra	556.287				555.005		
Análisis	64	65	66	67	68	69	70
Carácter	?	?	?	?	1 ^{ra}	1 ^{ra}	2 ^{da}
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	46.07	46.71	46.86	45.86	47.91	45.46	45.44
TiO ₂	0.45	0.18	0.10	0.08	0.24	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	35.03	35.61	36.11	35.60	28.65	35.35	34.68
FeO _t	1.41	1.32	1.05	1.25	5.80	2.73	2.83
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.25	0.10	0.14
MgO	0.65	0.63	0.58	0.50	0.70	0.36	0.35
CaO	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.73	0.52	0.72	0.23	0.20	1.30	1.13
K ₂ O	10.12	10.57	10.14	10.81	10.72	10.18	10.12
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
Total	94.47	95.54	95.59	94.37	94.50	95.50	94.72
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.09	3.10	3.09	3.08	3.29	3.05	3.07
Al ^{IV}	0.91	0.90	0.91	0.92	0.71	0.95	0.93
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.86	1.88	1.90	1.90	1.61	1.84	1.83
Fe ²⁺ _{tot}	0.08	0.07	0.06	0.07	0.33	0.15	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.03
Ti	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.02	2.02	2.02	2.02	2.05	2.03	2.04
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.07	0.09	0.03	0.03	0.17	0.15
K	0.87	0.89	0.85	0.93	0.94	0.87	0.87
Σ A	0.96	0.96	0.95	0.96	0.97	1.04	1.02
Σ Carga	22.00	22.00	22.00	22.00	21.99	21.99	22.00
FEMG ^(*)	55.18	54.31	50.66	58.68	82.65	81.28	82.43
Términos finales							
Moscovita	76.92	80.41	78.61	85.85	62.14	70.19	72.26
Paragonita	9.49	6.68	9.21	3.00	2.71	16.93	14.86
Celadonita	5.61	6.16	4.67	4.36	27.61	9.90	9.58
Pirofilita	3.59	3.72	4.92	3.99	2.51	0.00	0.00
Flog.-Ann.	2.16	2.14	2.09	2.40	3.84	2.98	3.27
Ti-moscov.	2.24	0.89	0.49	0.40	1.20	0.00	0.02

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	SAN MARTIN (SMVA)						
Muestra	555.005						555.345
Análisis	71	72	73	74	75	76	77
Carácter	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	2 ^{ia}	?
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	45.54	46.01	46.34	45.10	45.88	45.79	48.31
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.66	0.00	0.05	0.50
Al ₂ O ₃	34.78	35.73	34.12	35.74	33.52	34.98	30.19
FeO _t	2.69	2.47	2.98	1.90	3.06	2.94	3.07
MnO	0.07	0.13	0.10	0.00	0.16	0.09	0.30
MgO	0.13	0.27	0.44	0.13	0.54	0.28	1.50
CaO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01
Na ₂ O	0.36	1.02	1.20	0.76	0.70	1.07	0.21
K ₂ O	10.04	9.88	9.91	9.92	10.51	10.01	9.13
NiO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.08	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	93.70	95.65	95.12	94.19	94.44	95.25	93.22
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.09	3.06	3.11	3.04	3.11	3.07	3.28
Al ^{IV}	0.91	0.94	0.89	0.96	0.89	0.93	0.72
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.87	1.86	1.81	1.87	1.80	1.84	1.70
Fe ²⁺ _{tot}	0.15	0.14	0.17	0.11	0.17	0.16	0.17
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02
Mg	0.01	0.03	0.04	0.01	0.05	0.03	0.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.04	2.03	2.03	2.03	2.04	2.04	2.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.13	0.16	0.10	0.09	0.14	0.03
K	0.87	0.84	0.85	0.85	0.91	0.86	0.79
Σ A	0.92	0.97	1.01	0.95	1.00	1.00	0.82
Σ Carga	21.97	21.96	22.00	21.98	21.99	21.98	21.98
FEMG ^(*)	92.51	84.18	79.45	89.62	76.46	85.93	54.32
Términos finales							
Moscovita	80.32	75.93	69.02	79.41	74.49	73.17	59.68
Paragonita	4.69	13.17	15.56	9.87	9.26	13.91	2.77
Celadonita	4.27	6.74	12.55	1.34	13.00	9.24	12.09
Pirofilita	6.55	0.97	0.00	3.66	0.00	0.18	17.14
Flog.-Ann.	4.04	3.19	2.82	2.44	3.25	3.23	5.86
Ti-moscov.	0.11	0.00	0.03	3.27	0.00	0.27	2.47

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.2: Composición química y fórmula estructural de moscovitas.

Plutón	SAN MARTIN (SMVA)						
Muestra	555.345						
Análisis	78	79	80	81	82	83	84
Carácter	?	?	?	?	?	?	?
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	45.94	45.76	46.64	46.38	47.07	45.52	46.16
TiO ₂	0.10	0.05	0.21	0.18	0.04	0.06	0.13
Al ₂ O ₃	34.46	34.33	33.80	34.88	34.95	34.78	34.10
FeO _t	2.25	2.31	2.86	2.06	1.95	2.56	2.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.06
MgO	0.17	0.24	0.18	0.24	0.28	0.20	0.25
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	1.00	0.60	0.94	0.99	0.80	1.01	0.79
K ₂ O	9.04	9.14	8.88	8.66	8.61	9.01	8.86
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	92.96	92.43	93.51	93.41	93.76	93.16	92.76
Fórmula estructural para 11 oxígenos							
Si	3.12	3.13	3.16	3.12	3.15	3.09	3.14
Al ^{IV}	0.88	0.87	0.84	0.88	0.85	0.91	0.86
Σ T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al ^{VI}	1.88	1.89	1.85	1.89	1.91	1.88	1.88
Fe ²⁺ _{tot}	0.13	0.13	0.16	0.12	0.11	0.15	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Y	2.03	2.05	2.04	2.04	2.05	2.05	2.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.13	0.08	0.12	0.13	0.10	0.13	0.10
K	0.78	0.80	0.77	0.74	0.74	0.78	0.77
Σ A	0.92	0.88	0.89	0.87	0.84	0.91	0.87
Σ Carga	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
FEMG ^(*)	88.30	84.70	90.10	83.11	80.00	88.05	84.70
Términos finales							
Moscovita	70.53	73.92	66.74	69.16	69.41	71.62	69.98
Paragonita	13.18	7.95	12.33	12.93	10.38	13.31	10.42
Celadonita	4.59	1.41	5.67	1.03	0.00	2.05	2.27
Pirofillita	8.07	11.83	10.46	11.97	15.50	7.99	12.26
Flog.-Ann.	3.13	4.64	3.75	4.02	4.51	4.73	4.42
Ti-moscov.	0.50	0.25	1.05	0.89	0.20	0.30	0.65

(* FEMG = 100 x Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	BARAJAS (BAR)			NAVACEPEDILLA (NAVC)			
Muestra	555.181	555.241		555.067	555.069		
Análisis	1	2	3	4	5	6	7
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	63.95	64.91	68.70	64.58	64.77	65.78	64.07
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	18.58	18.38	15.59	17.68	17.98	17.97	17.95
FeO _t	0.07	0.02	0.00	0.06	0.05	0.04	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02
MgO	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.81	1.03	0.32	0.04	0.58	0.83	0.65
K ₂ O	16.06	15.27	14.01	15.93	15.37	15.15	15.39
P ₂ O ₅	0.08	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.61	99.77	98.69	98.32	98.85	99.78	98.12
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.97	2.99	3.15	3.02	3.02	3.03	3.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.02	1.00	0.84	0.98	0.99	0.97	0.99
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.09	0.03	0.00	0.05	0.07	0.06
K	0.95	0.90	0.82	0.95	0.91	0.89	0.92
P	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.03	4.99	4.85	4.96	4.97	4.97	4.98
KNA ^(*)	92.87	90.67	96.61	99.59	94.59	92.32	93.96
Términos finales							
Ortosa	92.86	90.67	96.45	99.59	94.59	92.32	93.96
Albíta	7.13	9.33	3.38	0.41	5.41	7.68	6.04
Anortita	0.01	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00

(^{*} KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)						
Muestra	555.222	555.340			555.346	555.352	
Análisis	8	9	10	11	12	13	14
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.80	65.57	65.73	66.06	64.77	65.09	65.22
TiO ₂	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	17.68	18.08	17.84	18.34	18.23	17.39	17.55
FeO _t	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.08	0.00
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.03
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.65	0.87	0.67	0.81	0.29	0.69	0.56
K ₂ O	15.31	15.21	15.36	14.62	15.45	15.53	15.57
P ₂ O ₅	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00
Total	98.53	99.74	99.69	99.95	98.79	98.78	98.93
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.02	3.03	3.02	3.01	3.03	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.97	0.98	0.97	0.99	1.00	0.96	0.96
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.08	0.06	0.07	0.03	0.06	0.05
K	0.91	0.89	0.90	0.85	0.92	0.92	0.92
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.97	4.97	4.94	4.96	4.98	4.97
KNA ^(*)	93.98	92.00	93.78	92.23	97.23	93.68	94.85
Términos finales							
Ortosa	93.95	91.96	93.78	92.23	97.12	93.68	94.85
Albita	6.01	7.99	6.22	7.77	2.77	6.32	5.15
Anortita	0.03	0.05	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVC	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)					
Muestra	555.352	555.280	555.283	555.327	555.328	555.333	
Análisis	15	16	17	18	19	20	21
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.07	64.71	65.18	65.19	65.77	65.64	65.75
TiO ₂	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	17.81	18.21	17.85	17.49	18.12	18.22	18.34
FeO _i	0.00	0.09	0.05	0.04	0.08	0.02	0.08
MnO	0.00	0.07	0.02	0.06	0.02	0.00	0.01
MgO	0.01	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.03
CaO	0.00	0.06	0.05	0.00	0.01	0.00	0.03
Na ₂ O	0.40	0.97	0.79	1.12	0.48	0.77	0.75
K ₂ O	15.64	14.61	15.56	15.40	15.49	14.91	15.14
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.95	98.73	99.55	99.42	99.98	99.58	100.13
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.03	3.01	3.02	3.02	3.02	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.98	1.00	0.97	0.96	0.98	0.99	0.99
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.09	0.07	0.10	0.04	0.07	0.07
K	0.93	0.87	0.92	0.91	0.91	0.88	0.89
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.97	4.99	5.00	4.96	4.96	4.97
KNA ^(*)	96.30	90.84	92.84	90.06	95.50	92.72	93.00
Términos finales							
Ortosa	96.30	90.58	92.59	90.06	95.45	92.72	92.85
Albita	3.70	9.13	7.14	9.94	4.50	7.28	6.99
Anortita	0.00	0.29	0.26	0.00	0.05	0.00	0.15

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
	555.333	555.334	555.335				
	22	23	24	25	26	27	28
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.85	65.62	65.78	66.14	65.41	66.00	65.81
TiO ₂	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	18.38	18.54	18.30	18.42	18.44	18.17	18.19
FeO _t	0.08	0.00	0.09	0.09	0.04	0.00	0.04
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
MgO	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
Na ₂ O	0.92	0.78	0.73	1.18	0.65	0.70	1.13
K ₂ O	15.04	15.48	15.29	14.93	15.56	15.27	14.83
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.33	100.50	100.21	100.84	100.11	100.19	100.06
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.01	3.00	3.02	3.01	3.01	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.98	0.98
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.07	0.06	0.10	0.06	0.06	0.10
K	0.88	0.90	0.89	0.87	0.91	0.89	0.87
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.98	4.97	4.98	4.98	4.96	4.97
KNA ^(*)	91.49	92.89	93.23	89.28	94.03	93.49	89.62
Términos finales							
Ortosa	91.49	92.75	93.23	89.14	94.03	93.34	89.62
Albita	8.51	7.10	6.77	10.71	5.97	6.50	10.38
Anortita	0.00	0.15	0.00	0.15	0.00	0.15	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.335		555.063	555.327		555.281	
Análisis	29	30	31	32	33	34	35
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.99	64.79	65.90	64.73	64.53	64.22	64.05
TiO ₂	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	18.44	17.79	18.45	18.36	17.43	17.76	17.41
FeO _t	0.00	0.68	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.03	0.00	0.08	0.03	0.03	0.07
CaO	0.01	0.07	0.05	0.00	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	0.94	0.98	0.80	0.60	0.30	0.36	0.73
K ₂ O	15.10	14.23	15.34	16.23	16.46	15.58	15.06
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.00	0.00	0.00
Total	100.52	98.57	100.54	100.11	98.78	97.97	97.41
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.01	3.02	3.01	2.99	3.02	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.99	0.98	0.99	1.00	0.96	0.98	0.97
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.09	0.07	0.05	0.03	0.03	0.07
K	0.88	0.85	0.89	0.96	0.98	0.93	0.91
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.96	4.97	5.01	5.00	4.97	4.98
KNA ^(*)	91.36	90.53	92.66	94.70	97.35	96.61	93.13
Términos finales							
Ortosa	91.31	90.19	92.42	94.70	97.28	96.52	93.01
Albita	8.64	9.44	7.33	5.30	2.65	3.39	6.86
Anortita	0.05	0.37	0.25	0.00	0.07	0.09	0.12

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica			NAVALOSA, facies común (NAVM)			
	555.347	555.367		555.040	555.047	555.168	
Muestra							
Análisis	36	37	38	39	40	41	42
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.47	64.99	65.00	63.61	64.72	66.62	64.31
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	17.90	17.51	17.65	18.00	17.36	18.22	17.32
FeO _t	0.00	0.12	0.14	0.05	0.14	0.09	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
CaO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.01
Na ₂ O	3.13	0.23	0.50	0.63	0.05	6.47	0.62
K ₂ O	11.74	16.58	15.65	15.83	15.84	6.60	15.44
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	98.26	99.43	98.99	98.17	98.20	98.07	97.76
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.03	3.03	3.00	3.04	3.03	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.97	0.96	0.97	1.00	0.96	0.98	0.96
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.28	0.02	0.05	0.06	0.00	0.57	0.06
K	0.69	0.98	0.93	0.95	0.95	0.38	0.93
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	5.00	4.97	5.01	4.96	4.96	4.98
KNA(*)	71.19	97.92	95.38	94.33	99.56	40.16	94.26
Términos finales							
Ortosa	71.13	97.92	95.34	94.33	99.32	40.06	94.20
Albita	28.78	2.08	4.62	5.67	0.44	59.68	5.74
Anortita	0.10	0.00	0.04	0.00	0.24	0.25	0.06

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	555.168	555.337				555.354	
	43	44	45	46	47	48	49
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.17	64.32	64.39	64.31	66.04	65.57	64.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.22	17.64	17.89	17.90	17.07	18.23	18.06
FeO _t	0.00	0.00	0.00	0.05	1.06	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01
MgO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04
Na ₂ O	0.68	0.47	0.32	0.38	0.47	0.32	0.71
K ₂ O	15.63	15.68	15.54	15.72	15.62	15.49	15.04
P ₂ O ₅	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	98.75	98.13	98.16	98.38	100.31	99.67	98.80
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.04	3.02	3.02	3.01	3.04	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.95	0.98	0.99	0.99	0.93	0.99	0.99
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06
K	0.93	0.94	0.93	0.94	0.92	0.91	0.89
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.98	4.97	4.98	4.97	4.95	4.97
KNA ^(*)	93.79	95.64	96.97	96.46	95.63	96.96	93.31
Términos finales							
Ortosa	93.79	95.55	96.86	96.46	95.63	96.80	93.11
Albíta	6.21	4.35	3.03	3.54	4.37	3.04	6.68
Anortita	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.16	0.21

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	556.242			555.040		555.205	
	Muestra						
Análisis	50	51	52	53	54	55	56
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.85	64.58	65.36	64.39	63.35	64.32	64.94
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Al ₂ O ₃	18.14	18.18	18.15	18.61	18.21	17.94	18.30
FeO _t	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03
MnO	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11
CaO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	0.63	0.66	0.45	0.64	0.33	0.53	0.50
K ₂ O	15.41	15.41	15.90	15.79	15.94	15.83	16.13
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	99.10	98.85	99.89	99.49	97.85	98.82	100.01
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.01	3.01	3.02	2.99	2.99	3.00	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.99	1.00	0.99	1.02	1.01	0.99	1.00
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.06	0.06	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05
K	0.91	0.92	0.94	0.93	0.96	0.94	0.95
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.98	4.98	5.00	5.00	4.99	5.00
KNA ^(*)	94.15	93.89	95.88	94.20	96.94	95.18	95.47
Términos finales							
Ortosa	94.05	93.89	95.83	94.18	96.82	95.18	95.47
Albita	5.84	6.11	4.12	5.80	3.06	4.82	4.53
Anortita	0.10	0.00	0.05	0.02	0.12	0.00	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVM	NAVADIJOS (NAVD)					
		555.008	555.053	555.240	555.244	555.349	
Muestra	555.302						
Análisis	57	58	59	60	61	62	63
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.58	66.16	65.56	64.38	64.50	66.06	63.64
TiO ₂	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	17.75	18.30	17.96	18.20	17.30	18.42	17.86
FeO _i	0.00	0.04	0.05	0.00	0.12	0.00	0.06
MnO	0.03	0.07	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
MgO	0.00	0.04	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00
CaO	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03
Na ₂ O	0.85	3.16	1.44	0.69	0.26	2.37	0.76
K ₂ O	15.33	12.06	14.46	15.54	16.19	13.02	15.26
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Total	98.59	99.90	99.54	98.84	98.43	99.92	97.62
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.01	3.02	3.00	3.03	3.01	3.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.98	0.98	0.98	1.00	0.96	0.99	0.99
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.28	0.13	0.06	0.02	0.21	0.07
K	0.91	0.70	0.85	0.92	0.97	0.76	0.92
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.99	4.98	4.98	4.99	4.99	4.97	4.99
KNA ^(*)	92.20	71.51	86.89	93.72	97.65	78.33	92.96
Términos finales							
Ortosa	92.19	71.24	86.84	93.72	97.63	78.21	92.82
Albita	7.80	28.38	13.10	6.28	2.35	21.64	7.03
Anortita	0.01	0.38	0.05	0.00	0.02	0.15	0.15

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
	555.349	555.050	555.092	555.244			
	64	65	66	67	68	69	70
Muestra							
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.33	64.64	64.98	64.55	65.55	65.66	65.02
TiO ₂	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	18.08	17.55	17.63	17.58	17.84	17.58	17.61
FeO _t	0.05	0.07	0.06	0.01	0.00	0.00	0.06
MnO	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.00	0.00
CaO	0.03	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00
Na ₂ O	0.77	0.41	0.80	0.32	2.58	0.47	0.56
K ₂ O	15.24	16.40	16.16	16.28	12.32	15.98	15.50
P ₂ O ₅	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.54	99.10	99.72	98.79	98.46	99.71	98.81
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.02	3.02	3.02	3.03	3.03	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.98	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.04	0.07	0.03	0.23	0.04	0.05
K	0.90	0.98	0.96	0.97	0.73	0.94	0.92
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	5.00	5.02	4.99	4.97	4.98	4.97
KNA ^(*)	92.87	96.33	93.04	97.14	75.87	95.70	94.76
Términos finales							
Ortosa	92.73	96.33	92.83	97.14	75.53	95.69	94.76
Albíta	7.12	3.67	6.94	2.86	24.02	4.29	5.24
Anortita	0.15	0.00	0.23	0.00	0.44	0.02	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)			MAJ	SJ	VENERO CLARO	
Muestra	555.244			556.037	556.216	556.350	
Análisis	71	72	73	74	75	76	77
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.83	65.24	68.93	64.40	65.02	64.81	64.30
TiO ₂	0.04	0.00	0.04	0.05	0.03	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	17.91	17.87	18.76	18.45	18.37	18.55	18.59
FeO _t	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.08
MnO	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00
CaO	0.07	0.00	0.01	0.04	0.07	0.03	0.00
Na ₂ O	0.56	0.62	1.05	1.54	0.35	0.79	0.78
K ₂ O	15.61	16.00	11.08	13.82	15.78	15.37	15.31
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.03	0.11	n.d.	n.d.
Total	99.06	99.77	99.93	98.34	99.75	99.58	99.12
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.02	3.08	3.00	3.00	3.00	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.98	0.97	0.99	1.01	1.00	1.01	1.02
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.06	0.09	0.14	0.03	0.07	0.07
K	0.93	0.94	0.63	0.82	0.93	0.91	0.91
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.99	4.79	4.97	4.97	4.99	4.99
KNA ^(*)	94.81	94.47	87.39	85.56	96.74	92.75	92.81
Términos finales							
Ortosa	94.47	94.47	87.33	85.37	96.40	92.61	92.81
Albíta	5.17	5.53	12.60	14.41	3.25	7.23	7.19
Anortita	0.36	0.00	0.07	0.22	0.35	0.15	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	GARGANTA (GAR)						
Muestra	555.342				555.343		
Análisis	78	79	80	81	82	83	84
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.56	64.75	65.66	66.12	64.35	65.53	65.87
TiO ₂	0.02	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.48	18.32	18.57	18.48	18.22	18.70	18.20
FeO _t	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
MnO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01
MgO	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
Na ₂ O	1.00	0.71	0.85	0.56	0.65	1.10	0.77
K ₂ O	14.15	15.10	14.77	14.82	15.39	14.73	15.13
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.25	98.93	99.88	100.03	98.70	100.12	100.00
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	3.02	3.01	3.01	3.02	3.00	3.00	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	0.98
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.06	0.08	0.05	0.06	0.10	0.07
K	0.83	0.89	0.86	0.86	0.92	0.86	0.89
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.94	4.97	4.96	4.94	4.98	4.97	4.96
KNA ^(*)	90.30	93.33	91.96	94.57	93.97	89.81	92.82
Términos finales							
Ortosa	90.30	93.33	91.91	94.57	93.87	89.67	92.77
Albita	9.70	6.67	8.04	5.43	6.03	10.18	7.18
Anortita	0.00	0.00	0.05	0.00	0.10	0.15	0.05

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.3: Composición química y fórmula estructural de feldespatos alcalinos.

Plutón	SALOBRAL (SLBR)				SMVA	
	556.287				555.345	555.005
	85	86	87	88	89	90
Análisis						
Composición química (% en peso)						
SiO ₂	64.38	64.85	64.64	65.07	65.51	63.69
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.30	18.44	18.70	18.50	18.51	18.57
FeO _t	0.00	0.00	0.01	0.02	0.07	0.07
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
CaO	0.01	0.00	0.14	0.02	0.07	0.00
Na ₂ O	0.49	0.54	0.66	0.92	0.58	0.64
K ₂ O	15.66	15.73	15.34	15.25	14.51	15.99
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.23
Total	98.87	99.56	99.50	99.80	99.27	99.26
Fórmula estructural para 8 oxígenos						
Si	3.00	3.00	2.99	3.00	3.02	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.01	1.01	1.02	1.01	1.00	1.02
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.05	0.06	0.08	0.05	0.06
K	0.93	0.93	0.91	0.90	0.85	0.95
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Cationes	4.98	4.98	4.98	4.99	4.93	5.01
KNA ^(*)	95.46	95.04	93.86	91.60	94.27	94.29
Términos finales						
Ortosa	95.41	95.04	93.19	91.51	93.91	94.29
Albita	4.54	4.96	6.09	8.39	5.71	5.71
Anortita	0.05	0.00	0.71	0.10	0.38	0.00

(* KNA = 100 x K/(K+Na))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

<i>Plutón</i>	<i>BARAJAS (BAR)</i>					<i>NAVACEPEDILLA</i>	
<i>Muestra</i>	<i>555.181</i>		<i>555.241</i>			<i>555.067</i>	
<i>Análisis</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	60.57	62.01	61.50	62.71	64.94	67.12	63.92
TiO ₂	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.23	24.08	23.26	24.56	21.08	20.19	21.45
FeO _t	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00
MnO	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
MgO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.08	0.00
CaO	5.68	5.78	5.15	5.62	2.62	1.98	3.88
Na ₂ O	7.87	8.07	7.58	8.95	9.50	9.34	8.69
K ₂ O	0.21	0.27	0.34	0.31	0.20	0.14	0.15
P ₂ O ₅	0.07	0.13	0.15	0.28	0.32	0.00	0.00
Total	98.64	100.33	98.09	102.49	98.78	98.88	98.12
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.72	2.74	2.77	2.72	2.88	2.96	2.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.28	1.25	1.23	1.26	1.10	1.05	1.13
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.27	0.27	0.25	0.26	0.12	0.09	0.19
Na	0.69	0.69	0.66	0.75	0.82	0.80	0.76
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.98	4.94	5.02	4.96	4.91	4.95
%An ^(*)	28.51	28.35	27.28	25.76	13.21	10.47	19.80
<i>Términos finales</i>							
Albita	70.63	70.56	71.19	72.99	85.77	88.73	79.50
Anortita	28.16	27.91	26.70	25.33	13.05	10.37	19.62
Ortosa	1.21	1.53	2.11	1.68	1.18	0.89	0.88

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

<i>Plutón</i>	<i>NAVACEPEDILLA (NAVC)</i>						
<i>Muestra</i>	<i>555.069</i>	<i>555.222</i>					<i>555.069</i>
<i>Análisis</i>	<i>8</i>	<i>9</i>	<i>10</i>	<i>11</i>	<i>12</i>	<i>13</i>	<i>14</i>
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	64.51	63.38	63.76	60.70	68.41	59.64	64.00
TiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.26	22.76	22.01	23.56	19.29	25.30	22.02
FeO _t	0.11	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01
MgO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
CaO	3.32	4.66	3.61	6.49	0.47	7.48	3.81
Na ₂ O	10.31	8.08	9.33	7.20	11.06	7.26	9.19
K ₂ O	0.18	0.14	0.40	0.31	0.14	0.15	0.20
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.80	99.06	99.15	98.29	99.42	99.84	99.26
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.86	2.82	2.84	2.74	3.00	2.66	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.11	1.19	1.16	1.25	1.00	1.33	1.15
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.16	0.22	0.17	0.31	0.02	0.36	0.18
Na	0.89	0.70	0.81	0.63	0.94	0.63	0.79
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.03	4.94	5.00	4.96	4.97	4.99	4.98
%An ^(*)	15.11	24.18	17.59	33.25	2.31	36.29	18.64
<i>Términos finales</i>							
Albita	84.09	75.16	80.56	65.52	96.93	63.17	80.40
Anortita	14.97	23.97	17.19	32.64	2.29	35.99	18.42
Ortosa	0.94	0.87	2.25	1.84	0.78	0.84	1.17

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)					NAVP	
	555.069	555.222	555.352			555.280	
Muestra							
Análisis	15	16	17	18	19	20	21
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	66.27	65.76	59.31	68.93	59.45	60.08	60.51
TiO ₂	0.02	0.00	0.02	0.05	0.01	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	19.86	21.13	24.51	19.07	25.10	24.43	24.61
FeO _t	0.00	0.03	0.00	0.01	0.09	0.00	0.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
MgO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00
CaO	1.80	2.68	6.40	0.46	7.68	6.95	7.05
Na ₂ O	9.89	10.16	7.08	10.82	7.17	6.88	7.28
K ₂ O	0.10	0.08	0.08	0.12	0.09	0.30	0.25
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.95	99.87	97.39	99.47	99.58	98.73	99.87
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.96	2.89	2.70	3.02	2.66	2.70	2.70
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.04	1.10	1.31	0.98	1.33	1.30	1.29
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.09	0.13	0.31	0.02	0.37	0.34	0.34
Na	0.86	0.87	0.62	0.92	0.62	0.60	0.63
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.95	4.99	4.96	4.95	4.99	4.96	4.97
%An ^(*)	9.13	12.71	33.31	2.31	37.16	35.82	34.88
Términos finales							
Albíta	90.31	86.89	66.38	96.98	62.53	63.02	64.16
Anortita	9.07	12.65	33.15	2.29	36.98	35.17	34.37
Ortosa	0.61	0.46	0.47	0.73	0.50	1.81	1.46

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.283	555.327			555.063		
Análisis	22	23	24	25	26	27	28
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	59.53	61.43	65.52	59.95	56.86	60.05	61.50
TiO ₂	0.05	0.00	0.01	0.02	0.06	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	23.67	23.61	20.80	24.24	26.12	24.73	24.01
FeO _t	0.07	0.05	0.03	0.01	0.08	0.00	0.05
MnO	0.01	0.00	0.07	0.00	0.08	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	6.57	6.23	3.09	7.23	9.83	7.13	6.13
Na ₂ O	7.45	7.52	9.29	6.75	4.84	7.60	7.98
K ₂ O	0.19	0.23	0.24	0.46	0.19	0.15	0.24
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	97.54	99.06	99.05	98.66	98.06	99.66	99.97
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.71	2.75	2.91	2.70	2.59	2.68	2.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.27	1.25	1.09	1.29	1.40	1.30	1.26
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.32	0.30	0.15	0.35	0.48	0.34	0.29
Na	0.66	0.65	0.80	0.59	0.43	0.66	0.69
K	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.96	4.96	4.96	4.92	5.00	4.99
%An ^(*)	32.75	31.42	15.51	37.19	52.88	34.12	29.82
Términos finales							
Albita	66.49	67.65	83.28	61.09	46.55	65.34	69.24
Anortita	32.39	31.00	15.29	36.18	52.23	33.84	29.41
Ortosa	1.13	1.34	1.43	2.73	1.22	0.83	1.35

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.063		555.327		555.328		
Análisis	29	30	31	32	33	34	35
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	55.83	59.85	63.23	68.37	66.16	68.43	65.90
TiO ₂	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	27.43	24.68	23.19	19.02	20.51	21.32	21.98
FeO _i	0.08	0.00	0.02	0.00	0.13	0.00	0.00
MnO	0.02	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
CaO	10.13	6.84	4.61	0.91	2.45	2.10	3.24
Na ₂ O	5.00	6.92	9.09	10.66	9.80	10.00	9.23
K ₂ O	0.19	0.12	0.16	0.09	0.12	0.09	0.06
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.
Total	98.72	98.52	100.41	99.05	99.16	101.94	100.43
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.54	2.70	2.79	3.01	2.93	2.93	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.47	1.31	1.20	0.99	1.07	1.08	1.13
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.49	0.33	0.22	0.04	0.12	0.10	0.15
Na	0.44	0.60	0.78	0.91	0.84	0.83	0.78
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.95	4.95	5.00	4.95	4.96	4.94	4.95
%An ^(*)	52.80	35.34	21.88	4.48	12.13	10.40	16.25
<i>Términos finales</i>							
Albita	46.65	64.21	77.42	94.99	87.23	89.13	83.45
Anortita	52.19	35.09	21.68	4.46	12.05	10.34	16.19
Ortosa	1.16	0.70	0.90	0.55	0.72	0.53	0.36

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVp)						
Muestra	555.328						555.333
Análisis	36	37	38	39	40	41	42
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.28	62.10	62.54	60.85	63.12	65.23	68.79
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	21.38	24.75	24.30	25.04	23.72	21.91	19.88
FeO _t	0.10	0.17	0.07	0.03	0.06	0.06	0.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	2.64	6.70	6.15	6.95	5.22	3.34	0.91
Na ₂ O	9.47	7.16	8.04	7.50	8.04	9.25	11.35
K ₂ O	0.28	0.11	0.11	0.13	0.18	0.14	0.11
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.15	101.01	101.21	100.51	100.36	99.98	101.16
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.89	2.72	2.74	2.69	2.78	2.87	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.12	1.28	1.26	1.31	1.23	1.14	1.01
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.13	0.31	0.29	0.33	0.25	0.16	0.04
Na	0.81	0.61	0.68	0.64	0.69	0.79	0.95
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.94	4.98	4.98	4.95	4.96	5.00
%An ^(*)	13.35	34.08	29.71	33.87	26.40	16.63	4.24
Términos finales							
Albita	85.21	65.48	69.85	65.64	72.81	82.68	95.18
Anortita	13.13	33.86	29.52	33.61	26.12	16.50	4.22
Ortosa	1.66	0.66	0.63	0.75	1.07	0.82	0.61

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.333						
Análisis	43	44	45	46	47	48	49
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.20	63.23	59.28	60.97	60.64	60.69	63.32
TiO ₂	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.25	23.41	26.01	24.65	24.31	24.63	23.38
FeO _t	0.02	0.08	0.12	0.00	0.00	0.08	0.00
MnO	0.00	0.04	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.02	5.05	8.44	6.70	6.53	6.64	4.90
Na ₂ O	9.37	8.72	6.99	7.61	7.91	7.73	9.05
K ₂ O	0.28	0.38	0.14	0.42	0.26	0.48	0.14
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.14	100.94	101.05	100.39	99.66	100.25	100.80
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.83	2.78	2.63	2.70	2.71	2.70	2.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.16	1.21	1.36	1.29	1.28	1.29	1.21
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.19	0.24	0.40	0.32	0.31	0.32	0.23
Na	0.80	0.74	0.60	0.65	0.69	0.67	0.77
K	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00
%An ^(*)	19.16	24.24	40.02	32.73	31.33	32.19	23.03
Términos finales							
Albita	79.57	74.15	59.51	65.67	67.67	65.98	76.37
Anortita	18.86	23.73	39.71	31.95	30.87	31.32	22.85
Ortosa	1.56	2.13	0.78	2.38	1.46	2.70	0.78

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

<i>Plutón</i>	<i>NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)</i>						
<i>Muestra</i>	555.333	555.335					
<i>Análisis</i>	50	51	52	53	54	55	56
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	62.15	64.51	60.91	61.70	63.66	61.61	61.61
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	23.52	22.30	24.75	24.18	23.02	24.16	24.33
FeO _t	0.00	0.03	0.02	0.00	0.05	0.01	0.04
MnO	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
CaO	5.39	3.92	6.86	6.32	4.66	6.20	6.51
Na ₂ O	8.21	9.66	7.47	7.87	9.05	8.21	8.06
K ₂ O	0.27	0.10	0.51	0.39	0.24	0.30	0.34
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.54	100.54	100.63	100.50	100.68	100.57	100.89
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.77	2.83	2.70	2.73	2.80	2.73	2.72
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.15	1.29	1.26	1.19	1.26	1.27
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.26	0.18	0.33	0.30	0.22	0.29	0.31
Na	0.71	0.82	0.64	0.67	0.77	0.70	0.69
K	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	5.00	4.99	4.99	5.00	5.00	5.00
%An ^(*)	26.62	18.32	33.66	30.74	22.15	29.44	30.86
<i>Términos finales</i>							
Albita	72.23	81.23	64.42	67.73	76.81	69.38	67.84
Anortita	26.21	18.22	32.69	30.06	21.85	28.95	30.28
Ortosa	1.56	0.55	2.89	2.21	1.34	1.67	1.88

(^{*} %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.335						
Análisis	57	58	59	60	61	62	63
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.24	63.29	61.64	68.78	65.01	68.10	64.02
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	23.00	23.28	24.34	20.31	22.29	20.48	22.99
FeO _t	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.01	0.00	0.07	0.00	0.04	0.02	0.00
MgO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	4.36	4.69	6.27	1.27	3.71	1.53	4.40
Na ₂ O	9.05	8.74	7.80	10.76	9.61	10.75	9.25
K ₂ O	0.21	0.20	0.36	0.10	0.14	0.14	0.14
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.92	100.24	100.54	101.23	100.80	101.03	100.84
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.81	2.79	2.73	2.97	2.84	2.95	2.81
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.19	1.21	1.27	1.03	1.15	1.05	1.19
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.20	0.22	0.30	0.06	0.17	0.07	0.21
Na	0.77	0.75	0.67	0.90	0.82	0.90	0.79
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.98	4.98	4.97	4.99	4.98	5.00
%An ^(*)	21.03	22.87	30.76	6.12	17.58	7.29	20.81
Términos finales							
Albita	78.03	76.24	67.82	93.34	81.77	91.98	78.57
Anortita	20.77	22.61	30.12	6.09	17.44	7.23	20.65
Ortosa	1.19	1.15	2.06	0.57	0.78	0.79	0.78

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)						
Muestra	555.335		555.281		555.347		
Análisis	64	65	66	67	68	69	70
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.12	60.78	59.46	60.79	64.86	63.89	60.66
TiO ₂	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	23.00	24.79	24.27	24.34	20.97	20.71	23.87
FeO _t	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.10
MnO	0.02	0.03	0.00	0.08	0.00	0.03	0.00
MgO	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.05
CaO	4.41	6.51	7.41	6.70	3.50	2.92	6.79
Na ₂ O	9.25	7.86	6.99	7.60	8.70	9.13	6.75
K ₂ O	0.14	0.14	0.18	0.21	0.28	0.13	0.60
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.95	100.11	98.48	99.73	98.36	96.83	98.82
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.81	2.70	2.69	2.71	2.89	2.89	2.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.19	1.30	1.29	1.28	1.10	1.11	1.27
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.31	0.36	0.32	0.17	0.14	0.33
Na	0.79	0.68	0.61	0.66	0.75	0.80	0.59
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.00	4.99	4.97	4.98	4.94	4.95	4.95
%An ^(*)	20.85	31.40	36.96	32.73	18.19	15.02	35.73
Términos finales							
Albita	78.53	68.05	62.36	66.45	80.42	84.31	61.95
Anortita	20.69	31.15	36.56	32.34	17.88	14.90	34.43
Ortosa	0.78	0.80	1.08	1.21	1.70	0.79	3.62

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)					NAVALOSA común	
Muestra	555.367					555.040	
Análisis	71	72	73	74	75	76	77
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.02	60.61	68.39	62.15	61.92	60.37	60.24
TiO ₂	0.16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.83	23.97	19.87	23.56	23.86	24.87	24.11
FeO _t	0.34	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.05
MnO	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.05
MgO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
CaO	4.56	6.58	0.90	5.92	6.28	7.07	6.51
Na ₂ O	8.63	7.16	11.17	7.91	8.02	7.30	8.18
K ₂ O	0.13	0.30	0.05	0.26	0.21	0.15	0.19
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
Total	100.70	98.71	100.42	99.84	100.29	99.87	99.38
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.81	2.73	2.98	2.76	2.74	2.69	2.70
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.18	1.27	1.02	1.23	1.25	1.31	1.27
Fe ²⁺ _{tot}	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.32	0.04	0.28	0.30	0.34	0.31
Na	0.73	0.62	0.94	0.68	0.69	0.63	0.71
K	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.96	4.98	4.97	4.99	4.98	5.02
%An ^(*)	22.59	33.68	4.26	29.23	30.20	34.86	30.52
Términos finales							
Albita	76.85	65.12	95.48	69.69	68.96	64.57	68.75
Anortita	22.42	33.07	4.24	28.79	29.84	34.56	30.20
Ortosa	0.73	1.81	0.28	1.51	1.20	0.87	1.05

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

<i>Plutón</i>	<i>NAVALOSA, facies común (NAVM)</i>						
<i>Muestra</i>	<i>555.040</i>						
<i>Análisis</i>	<i>78</i>	<i>79</i>	<i>80</i>	<i>81</i>	<i>82</i>	<i>83</i>	<i>84</i>
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	60.33	59.41	59.68	59.39	60.11	63.31	63.15
TiO ₂	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	24.79	24.98	24.41	24.52	24.52	23.09	22.74
FeO _t	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01
MnO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02
MgO	0.04	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.17
CaO	7.05	6.90	6.77	6.86	7.12	4.46	4.21
Na ₂ O	7.12	6.86	7.75	7.12	7.19	8.16	9.28
K ₂ O	0.18	0.22	0.36	0.12	0.14	0.28	0.17
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.12	0.11	0.05	0.00	0.03
Total	99.56	98.51	99.13	98.20	99.14	99.33	99.81
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.69	2.68	2.69	2.69	2.70	2.81	2.80
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.30	1.33	1.29	1.31	1.30	1.21	1.19
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.34	0.33	0.33	0.33	0.34	0.21	0.20
Na	0.62	0.60	0.68	0.62	0.62	0.70	0.80
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.96	5.01	4.97	4.97	4.94	5.01
%An ^(*)	35.35	35.72	32.56	34.76	35.37	23.19	20.05
<i>Términos finales</i>							
Albita	63.95	63.43	66.08	64.77	64.11	75.52	79.18
Anortita	34.97	35.24	31.90	34.50	35.09	22.80	19.86
Ortosa	1.09	1.33	2.02	0.72	0.79	1.67	0.97

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	555.040			555.047			
	85	86	87	88	89	90	91
Análisis	85	86	87	88	89	90	91
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	59.42	62.24	66.59	65.58	64.27	58.78	65.45
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.45	22.79	19.90	20.79	21.36	24.62	20.91
FeO _t	0.00	0.01	0.16	0.00	0.00	0.02	0.02
MnO	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.05	0.09
MgO	0.04	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.07
CaO	6.90	4.34	0.46	3.47	4.06	8.21	3.43
Na ₂ O	7.04	9.07	10.91	8.48	8.71	6.04	9.25
K ₂ O	0.12	0.15	0.07	0.27	0.27	0.18	0.28
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.15	98.79	98.22	98.62	98.69	97.91	99.50
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.69	2.79	2.96	2.91	2.87	2.67	2.89
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.30	1.20	1.04	1.09	1.12	1.32	1.09
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.33	0.21	0.02	0.17	0.19	0.40	0.16
Na	0.62	0.79	0.94	0.73	0.75	0.53	0.79
K	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.96	5.00	4.98	4.91	4.95	4.94	4.96
%An ^(*)	35.12	20.93	2.25	18.45	20.49	42.89	16.99
<i>Términos finales</i>							
Albita	64.40	78.38	97.34	80.19	78.26	56.49	81.66
Anortita	34.86	20.75	2.24	18.15	20.17	42.42	16.71
Ortosa	0.73	0.88	0.42	1.67	1.57	1.09	1.63

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

<i>Plutón</i>	<i>NAVALOSA, facies común (NAVM)</i>						
<i>Muestra</i>	<i>555.047</i>	<i>555.058</i>					
<i>Análisis</i>	<i>92</i>	<i>93</i>	<i>94</i>	<i>95</i>	<i>96</i>	<i>97</i>	<i>98</i>
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	66.04	61.63	60.15	60.67	59.65	60.13	61.43
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	20.64	22.71	24.25	24.53	25.05	24.38	24.70
FeO _t	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03
MnO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.08	0.11	0.00	0.04	0.00	0.08
CaO	2.89	5.70	6.30	6.78	7.29	6.95	6.44
Na ₂ O	9.73	7.88	7.93	7.60	7.60	6.84	8.21
K ₂ O	0.10	0.11	0.27	0.33	0.13	0.27	0.23
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.00
Total	99.41	98.26	99.08	99.93	99.81	98.65	101.12
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.92	2.78	2.70	2.70	2.67	2.71	2.70
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.07	1.21	1.28	1.29	1.32	1.29	1.28
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.14	0.27	0.30	0.32	0.35	0.33	0.30
Na	0.83	0.69	0.69	0.66	0.66	0.60	0.70
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.96	5.00	4.99	5.00	4.95	5.01
%An ^(*)	14.12	28.54	30.50	33.01	34.65	35.94	30.25
<i>Términos finales</i>							
Albita	85.38	71.00	68.43	65.73	64.89	63.02	68.86
Anortita	14.04	28.36	30.04	32.39	34.40	35.35	29.87
Ortosa	0.58	0.65	1.53	1.88	0.71	1.63	1.28

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	555.058	555.168		555.205			
	99	100	101	102	103	104	105
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.71	59.73	63.83	60.68	60.30	63.97	61.35
TiO ₂	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.06	0.04
Al ₂ O ₃	22.20	24.28	22.32	25.40	25.00	23.04	24.78
FeO _t	0.01	0.05	0.07	0.01	0.01	0.02	0.03
MnO	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.09
MgO	0.10	0.06	0.00	0.00	0.08	0.02	0.14
CaO	3.61	7.05	4.53	7.19	6.78	4.12	6.48
Na ₂ O	9.57	7.12	8.02	7.56	8.14	9.10	8.02
K ₂ O	0.38	0.47	0.28	0.19	0.21	0.11	0.32
P ₂ O ₅	0.11	0.00	0.00	0.08	0.03	0.06	0.05
Total	101.69	98.77	99.08	101.18	100.55	100.48	101.31
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.85	2.70	2.84	2.67	2.68	2.81	2.70
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.13	1.29	1.17	1.32	1.31	1.19	1.28
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.17	0.34	0.22	0.34	0.32	0.19	0.31
Na	0.80	0.62	0.69	0.65	0.70	0.77	0.68
K	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.99	4.98	4.93	4.99	5.02	4.98	5.01
%An ^(*)	17.24	35.35	23.78	34.45	31.53	20.00	30.87
Términos finales							
Albíta	81.00	62.89	74.92	64.84	67.67	79.51	67.92
Anortita	16.87	34.38	23.38	34.08	31.17	19.88	30.33
Ortosa	2.13	2.73	1.70	1.08	1.17	0.61	1.75

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.205			555.252			
Análisis	106	107	108	109	110	111	112
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	60.61	57.77	60.25	60.09	60.28	60.42	63.97
TiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	24.47	27.16	25.07	25.27	25.03	24.16	22.71
FeO _t	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.06	0.00
MnO	0.03	0.02	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00
MgO	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.12
CaO	6.57	9.29	6.73	6.79	6.48	6.38	4.29
Na ₂ O	7.42	6.62	8.45	7.65	6.96	7.21	8.90
K ₂ O	0.13	0.12	0.14	0.45	0.49	0.45	0.23
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.05	0.06	0.00	0.00	0.06
Total	99.30	101.01	100.72	100.40	99.33	98.78	100.33
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.71	2.57	2.67	2.67	2.69	2.72	2.81
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.29	1.42	1.31	1.32	1.32	1.28	1.18
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.31	0.44	0.32	0.32	0.31	0.31	0.20
Na	0.64	0.57	0.73	0.66	0.60	0.63	0.76
K	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	5.01	5.04	5.01	4.96	4.97	4.98
%An ^(*)	32.86	43.66	30.56	32.89	33.97	32.83	21.01
Términos finales							
Albita	66.62	55.98	68.93	65.42	64.06	65.37	77.93
Anortita	32.60	43.37	30.34	32.07	32.96	31.96	20.73
Ortosa	0.77	0.65	0.73	2.51	2.98	2.67	1.34

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.252		555.259			555.302	
Análisis	113	114	115	116	117	118	119
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	59.27	64.14	59.62	59.13	60.43	60.48	59.15
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.65	22.54	25.45	25.51	25.10	24.47	25.13
FeO _t	0.00	0.08	0.00	0.11	0.00	0.07	0.13
MnO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.08	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.16	0.00	0.00
CaO	7.65	3.62	7.10	7.62	6.96	6.64	7.38
Na ₂ O	6.74	9.25	6.82	6.79	7.77	7.57	6.85
K ₂ O	0.24	0.27	0.18	0.14	0.28	0.35	0.40
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10
Total	99.73	99.98	99.22	99.33	100.78	99.58	99.14
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.65	2.83	2.67	2.65	2.68	2.70	2.66
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.35	1.17	1.34	1.35	1.31	1.29	1.33
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.37	0.17	0.34	0.37	0.33	0.32	0.36
Na	0.58	0.79	0.59	0.59	0.67	0.66	0.60
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.98	4.96	4.97	5.01	4.99	4.97
%An ^(*)	38.53	17.80	36.52	38.29	33.14	32.64	37.35
Términos finales							
Albita	60.61	80.93	62.77	61.20	65.81	65.99	61.19
Anortita	37.99	17.52	36.12	37.98	32.62	31.98	36.47
Ortosa	1.40	1.54	1.11	0.82	1.57	2.03	2.34

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.302						
Análisis	120	121	122	123	124	125	126
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	60.27	59.55	58.61	59.93	60.39	64.80	59.69
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.01	25.24	26.17	24.76	24.71	21.84	25.77
FeO _t	0.03	0.00	0.03	0.04	0.04	0.12	0.01
MnO	0.06	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04
MgO	0.11	0.07	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00
CaO	6.33	7.37	8.43	6.59	6.36	3.08	7.79
Na ₂ O	7.29	6.88	6.67	6.81	6.79	9.50	6.89
K ₂ O	0.14	0.13	0.34	0.41	0.38	0.25	0.18
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.08	0.01	0.04	0.00	0.06
Total	98.31	99.31	100.36	98.60	98.77	99.61	100.43
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.72	2.67	2.61	2.70	2.71	2.86	2.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.28	1.33	1.37	1.31	1.31	1.14	1.35
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.31	0.35	0.40	0.32	0.31	0.15	0.37
Na	0.64	0.60	0.58	0.59	0.59	0.81	0.59
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.96	4.96	4.99	4.95	4.94	4.98	4.98
%An ^(*)	32.41	37.19	41.12	34.86	34.08	15.19	38.45
Términos finales							
Albita	67.03	62.33	57.74	63.51	64.38	83.57	60.90
Anortita	32.14	36.91	40.33	33.99	33.28	14.97	38.05
Ortosa	0.83	0.75	1.93	2.50	2.34	1.46	1.06

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
	555.302					556.232	
	127	128	129	130	131	132	133
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	60.70	60.56	61.10	64.69	68.05	65.26	61.06
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	25.12	25.16	24.73	22.11	21.12	21.96	24.98
FeO _t	0.02	0.16	0.15	0.07	0.00	0.00	0.03
MnO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05
MgO	0.15	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
CaO	6.85	7.00	6.20	3.48	1.79	3.03	6.71
Na ₂ O	8.02	7.44	7.11	9.65	9.88	9.76	7.81
K ₂ O	0.20	0.12	0.35	0.11	0.14	0.20	0.15
P ₂ O ₅	0.00	0.09	0.06	0.05	0.01	0.16	0.00
Total	101.08	100.55	99.72	100.15	101.07	100.45	100.85
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.68	2.68	2.72	2.85	2.94	2.86	2.69
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.31	1.31	1.30	1.15	1.08	1.13	1.30
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.32	0.33	0.30	0.16	0.08	0.14	0.32
Na	0.69	0.64	0.61	0.82	0.83	0.83	0.67
K	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Σ Cationes	5.02	4.98	4.95	4.99	4.94	4.98	4.99
%An ^(*)	32.05	34.21	32.49	16.61	9.09	14.66	32.18
Términos finales							
Albita	67.20	65.32	66.06	82.87	90.16	84.39	67.25
Anortita	31.70	33.97	31.79	16.51	9.01	14.50	31.91
Ortosa	1.11	0.70	2.16	0.63	0.83	1.12	0.84

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	556.232				556.242		
Análisis	134	135	136	137	138	139	140
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	60.75	64.73	60.96	60.54	64.08	60.91	59.04
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	25.90	21.97	24.43	25.30	22.34	24.96	26.03
FeO _t	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.05
MnO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02
MgO	0.00	0.10	0.06	0.06	0.01	0.00	0.00
CaO	7.56	3.25	6.45	7.10	3.87	6.78	8.17
Na ₂ O	6.24	9.85	7.55	7.92	9.58	7.81	7.07
K ₂ O	0.11	0.29	0.10	0.09	0.10	0.28	0.13
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.04	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.68	100.20	99.60	101.11	100.02	100.89	100.52
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.68	2.85	2.72	2.67	2.83	2.69	2.63
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.34	1.14	1.28	1.31	1.16	1.30	1.36
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.36	0.15	0.31	0.34	0.18	0.32	0.39
Na	0.53	0.84	0.65	0.68	0.82	0.67	0.61
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.92	5.01	4.97	5.01	5.00	5.00	5.00
%An ^(*)	40.11	15.41	32.06	33.11	18.25	32.42	38.97
Términos finales							
Albita	59.47	83.23	67.53	66.56	81.29	66.52	60.58
Anortita	39.83	15.16	31.86	32.94	18.15	31.91	38.69
Ortosa	0.70	1.60	0.61	0.50	0.56	1.57	0.73

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)				NAVADIJOS (NAVD)		
	556.242				555.008	555.050	
	141	142	143	144	145	146	147
Análisis							
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	61.12	63.15	64.50	60.22	59.27	64.17	61.26
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	24.46	22.78	22.42	24.96	24.06	22.52	23.68
FeO _t	0.06	0.04	0.04	0.03	0.08	0.00	0.12
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04
CaO	6.46	4.79	3.86	6.92	6.92	3.94	6.20
Na ₂ O	7.98	9.09	9.60	7.57	6.87	9.14	7.43
K ₂ O	0.28	0.11	0.09	0.21	0.43	0.42	0.44
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00
Total	100.38	99.97	100.51	99.92	97.67	100.26	99.18
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.71	2.80	2.83	2.68	2.70	2.83	2.74
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.28	1.19	1.16	1.31	1.29	1.17	1.25
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.31	0.23	0.18	0.33	0.34	0.19	0.30
Na	0.69	0.78	0.82	0.65	0.61	0.78	0.65
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.00	5.00	5.00	4.99	4.97	4.99	4.97
%An ^(*)	30.91	22.55	18.18	33.56	35.74	19.25	31.54
Términos finales							
Albita	68.01	76.97	81.41	65.64	62.59	78.83	66.68
Anortita	30.42	22.41	18.09	33.16	34.81	18.79	30.72
Ortosa	1.57	0.61	0.50	1.20	2.60	2.38	2.60

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.092	555.240	555.050	555.053			
Análisis	148	149	150	151	152	153	154
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.83	60.31	57.16	60.70	67.95	67.38	64.66
TiO ₂	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.00	23.64	25.85	24.69	19.84	20.27	22.25
FeO _t	0.03	0.00	0.13	0.05	0.04	0.06	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.06
MgO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	3.36	7.13	9.29	7.06	0.94	1.67	3.61
Na ₂ O	8.75	6.95	5.98	7.41	10.60	10.80	9.38
K ₂ O	0.11	0.16	0.10	0.28	0.19	0.11	0.33
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.09	98.26	98.53	100.19	99.55	100.35	100.27
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.90	2.72	2.60	2.70	2.98	2.95	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.11	1.26	1.38	1.29	1.03	1.04	1.15
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.16	0.35	0.45	0.34	0.04	0.08	0.17
Na	0.76	0.61	0.53	0.64	0.90	0.92	0.80
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.93	4.95	4.97	4.98	4.96	4.99	4.98
%An ^(*)	17.51	36.19	46.21	34.49	4.68	7.87	17.52
Términos finales							
Albita	81.92	63.20	53.48	64.46	94.28	91.55	80.96
Anortita	17.39	35.85	45.95	33.93	4.63	7.82	17.20
Ortosa	0.69	0.95	0.57	1.60	1.09	0.63	1.85

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.053			555.240		555.349	
Análisis	155	156	157	158	159	160	161
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.80	63.37	63.13	62.70	61.70	60.43	64.72
TiO ₂	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	21.86	22.70	23.30	23.11	23.93	24.61	22.37
FeO _t	0.00	0.03	0.07	0.00	0.02	0.06	0.00
MnO	0.07	0.06	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	3.19	4.73	4.84	5.00	6.21	6.62	3.70
Na ₂ O	9.28	8.84	8.14	8.27	7.92	7.32	9.27
K ₂ O	0.20	0.39	0.25	0.15	0.22	0.27	0.11
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.
Total	100.45	100.15	99.80	99.24	100.00	99.33	100.22
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.88	2.80	2.79	2.79	2.74	2.70	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.13	1.18	1.21	1.21	1.25	1.30	1.16
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.15	0.22	0.23	0.24	0.30	0.32	0.17
Na	0.79	0.76	0.70	0.71	0.68	0.63	0.79
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.96	4.99	4.95	4.96	4.98	4.97	4.97
%An ^(*)	15.94	22.81	24.73	25.06	30.25	33.33	18.07
Términos finales							
Albita	83.06	75.51	74.15	74.27	68.88	65.59	81.41
Anortita	15.75	22.31	24.36	24.83	29.88	32.79	17.96
Ortosa	1.19	2.18	1.49	0.90	1.25	1.62	0.64

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.349						
Análisis	162	163	164	165	166	167	168
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	60.84	60.61	61.73	61.76	62.01	61.62	61.91
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	24.49	24.62	21.64	25.50	23.46	24.17	23.73
FeO _t	0.03	0.07	0.13	0.05	0.03	0.03	0.00
MnO	0.01	0.04	0.05	0.09	0.02	0.05	0.02
MgO	0.01	0.03	0.00	0.02	0.26	0.02	0.02
CaO	6.08	6.21	6.46	1.17	3.86	5.92	5.33
Na ₂ O	7.77	7.93	8.99	7.51	7.89	8.15	8.49
K ₂ O	0.30	0.16	0.07	3.03	0.52	0.20	0.13
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.55	99.70	99.07	99.15	98.05	100.16	99.66
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.71	2.70	2.78	2.76	2.79	2.73	2.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.29	1.29	1.15	1.34	1.24	1.26	1.24
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Ca	0.29	0.30	0.31	0.06	0.19	0.28	0.25
Na	0.67	0.69	0.79	0.65	0.69	0.70	0.73
K	0.02	0.01	0.00	0.17	0.03	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.99	5.00	5.04	4.98	4.95	4.99	4.99
%An ^(*)	30.19	30.20	28.42	7.93	21.28	28.64	25.76
Términos finales							
Albita	68.60	69.16	71.32	73.99	76.12	70.54	73.69
Anortita	29.66	29.93	28.32	6.37	20.58	28.32	25.57
Ortosa	1.74	0.92	0.37	19.64	3.30	1.14	0.74

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.349						
Análisis	169	170	171	172	173	174	175
<i>Composición química (% en peso)</i>							
SiO ₂	61.33	61.29	63.30	60.78	62.18	61.43	62.69
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.05	23.86	23.50	24.74	24.31	24.30	23.67
FeO _t	0.07	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06
MnO	0.00	0.04	0.00	0.03	0.01	0.04	0.03
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	5.57	5.40	5.12	6.68	5.84	6.20	5.28
Na ₂ O	8.50	8.25	8.59	7.60	8.11	7.74	8.43
K ₂ O	0.31	0.10	0.10	0.18	0.22	0.11	0.07
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.84	99.02	100.66	100.04	100.71	99.85	100.23
<i>Fórmula estructural para 8 oxígenos</i>							
Si	2.73	2.74	2.78	2.70	2.74	2.73	2.77
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.26	1.26	1.22	1.30	1.26	1.27	1.23
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.27	0.26	0.24	0.32	0.28	0.30	0.25
Na	0.73	0.72	0.73	0.65	0.69	0.67	0.72
K	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.01	4.99	4.98	4.98	4.98	4.97	4.98
%An^(*)	26.58	26.56	24.78	32.69	28.47	30.68	25.71
<i>Términos finales</i>							
Albita	72.14	73.01	74.79	66.61	70.63	68.87	73.99
Anortita	26.12	26.41	24.63	32.35	28.11	30.49	25.61
Ortosa	1.73	0.58	0.57	1.04	1.26	0.64	0.40

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)						
Muestra	555.349						
Análisis	176	177	178	179	180	181	182
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	64.32	65.20	65.05	62.85	60.36	64.75	64.55
TiO ₂	0.00	0.03	0.03	0.00	0.05	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	23.35	22.19	22.01	23.80	24.99	22.54	21.95
FeO _t	0.08	0.08	0.14	0.02	0.00	0.00	0.01
MnO	0.05	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.01
MgO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.45	3.29	3.16	5.08	6.83	3.71	3.14
Na ₂ O	8.84	9.75	9.71	8.84	7.76	9.30	9.21
K ₂ O	0.24	0.07	0.07	0.12	0.09	0.12	0.78
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	101.35	100.61	100.20	100.71	100.14	100.42	99.67
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.80	2.85	2.86	2.76	2.68	2.84	2.86
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.20	1.14	1.14	1.23	1.31	1.17	1.15
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.15	0.15	0.24	0.33	0.17	0.15
Na	0.75	0.83	0.83	0.75	0.67	0.79	0.79
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	4.99	4.99	5.00	5.00	4.98	4.99
%An ^(*)	21.76	15.72	15.24	24.10	32.72	18.06	15.85
Términos finales							
Albita	77.16	83.95	84.42	75.39	66.93	81.37	80.38
Anortita	21.46	15.65	15.18	23.94	32.56	17.94	15.14
Ortosa	1.38	0.40	0.40	0.67	0.51	0.69	4.48

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)		MAJADILLAS (MAJ)				
Muestra	555.349		556.037				
Análisis	183	184	185	186	187	188	189
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	63.48	62.38	66.41	59.82	60.37	64.14	64.91
TiO ₂	0.07	0.04	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	22.79	23.97	21.13	25.83	24.89	23.69	22.00
FeO _t	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
MnO	0.01	0.08	0.06	0.06	0.00	0.03	0.00
MgO	0.02	0.00	0.06	0.07	0.14	0.05	0.08
CaO	4.20	5.24	2.19	7.62	6.94	4.78	2.82
Na ₂ O	8.98	8.77	10.01	7.29	7.40	9.17	9.43
K ₂ O	0.22	0.11	0.09	0.23	0.32	0.29	0.26
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.11	0.07	0.00	0.11	0.33
Total	99.81	100.59	100.04	101.09	100.06	102.28	99.84
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.81	2.75	2.91	2.64	2.69	2.78	2.86
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.19	1.25	1.09	1.34	1.31	1.21	1.14
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.20	0.25	0.10	0.36	0.33	0.22	0.13
Na	0.77	0.75	0.85	0.62	0.64	0.77	0.80
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Cationes	4.99	5.00	4.97	5.00	4.99	5.00	4.97
%An ^(*)	20.54	24.82	10.76	36.60	34.14	22.37	14.18
Términos finales							
Albita	78.46	74.71	88.78	62.56	64.66	76.41	84.48
Anortita	20.28	24.67	10.71	36.12	33.52	22.02	13.96
Ortosa	1.26	0.62	0.51	1.32	1.82	1.57	1.56

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	MAJADILLAS (MAJ)						SJ
Muestra	556.037						556.216
Análisis	190	191	192	193	194	195	196
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.43	65.36	58.87	60.12	65.00	64.49	65.21
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.33	21.58	25.98	25.10	22.72	21.85	21.99
FeO _t	0.00	0.01	0.09	0.05	0.03	0.00	0.00
MnO	0.01	0.05	0.00	0.05	0.01	0.00	0.06
MgO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.09	0.10
CaO	3.52	2.93	8.12	6.66	4.07	3.29	3.29
Na ₂ O	9.51	9.51	6.70	7.36	9.15	8.99	9.49
K ₂ O	0.27	0.10	0.18	0.22	0.08	0.19	0.12
P ₂ O ₅	0.14	0.20	0.00	0.00	0.00	0.08	0.15
Total	101.25	99.78	99.96	99.58	101.05	98.98	100.41
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.85	2.87	2.63	2.68	2.83	2.86	2.86
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.15	1.12	1.37	1.32	1.17	1.14	1.14
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.16	0.14	0.39	0.32	0.19	0.16	0.15
Na	0.80	0.81	0.58	0.64	0.77	0.77	0.81
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
P	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Σ Cationes	4.98	4.96	4.98	4.98	4.97	4.95	4.97
%An ^(*)	16.98	14.56	40.13	33.34	19.72	16.82	16.10
Términos finales							
Albita	81.76	84.92	59.24	65.80	79.92	82.25	83.35
Anortita	16.72	14.47	39.71	32.90	19.63	16.63	15.99
Ortosa	1.52	0.61	1.05	1.30	0.45	1.13	0.66

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	SAN JUAN (SJ)			VENERO CLARO (VC)			
Muestra	556.216			556.350			
Análisis	197	198	199	200	201	202	203
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	63.11	62.39	65.85	66.51	66.61	65.61	66.61
TiO ₂	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	23.40	23.66	21.51	20.76	19.88	21.05	20.48
FeO _t	0.10	0.12	0.01	0.10	0.04	0.01	0.03
MnO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.01	0.01	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	5.20	5.19	2.44	1.41	0.95	1.48	1.06
Na ₂ O	8.58	9.06	10.46	10.84	11.27	10.93	11.20
K ₂ O	0.21	0.34	0.08	0.16	0.12	0.20	0.13
P ₂ O ₅	0.11	0.01	0.13	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.71	100.85	100.67	99.78	98.89	99.34	99.53
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.77	2.75	2.88	2.92	2.95	2.90	2.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.21	1.23	1.11	1.08	1.04	1.10	1.06
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.24	0.25	0.11	0.07	0.05	0.07	0.05
Na	0.73	0.77	0.89	0.92	0.97	0.94	0.96
K	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.98	5.03	5.01	5.00	5.02	5.02	5.01
%An ^(*)	25.09	24.04	11.40	6.71	4.45	6.96	4.97
Términos finales							
Albita	74.01	74.58	88.19	92.46	94.91	92.01	94.35
Anortita	24.79	23.60	11.34	6.65	4.42	6.88	4.93
Ortosa	1.20	1.82	0.47	0.90	0.66	1.11	0.72

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	VENERO CLARO (VC)			GARGANTA (GAR)			
Muestra	556.350	556.354		555.342			
Análisis	204	205	206	207	208	209	210
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	65.95	65.14	66.20	62.73	65.58	62.01	64.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	21.10	21.71	21.07	23.18	21.12	23.92	22.73
FeO _t	0.00	0.00	0.09	0.02	0.02	0.00	0.04
MnO	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02
MgO	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	1.68	2.98	1.83	4.76	1.99	5.35	4.02
Na ₂ O	10.64	9.90	11.46	8.55	10.25	8.48	8.67
K ₂ O	0.20	0.33	0.23	0.14	0.17	0.16	0.12
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.51	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.57	100.07	101.50	99.42	99.17	99.94	99.92
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.91	2.87	2.88	2.79	2.90	2.75	2.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.10	1.13	1.08	1.21	1.10	1.25	1.18
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.08	0.14	0.09	0.23	0.09	0.25	0.19
Na	0.91	0.85	0.97	0.74	0.88	0.73	0.74
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.00	5.00	5.04	4.98	4.99	4.99	4.95
%An ^(*)	8.03	14.26	8.12	23.53	9.69	25.85	20.40
Términos finales							
Albita	90.94	84.16	90.79	75.85	89.43	73.47	79.03
Anortita	7.93	14.00	8.02	23.33	9.59	25.62	20.25
Ortosa	1.12	1.85	1.19	0.82	0.98	0.91	0.72

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	GARGANTA (GAR)						
Muestra	555.342	555.343					
Análisis	211	212	213	214	215	216	217
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	62.70	63.22	64.70	64.10	62.44	67.10	65.65
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	23.51	23.17	21.90	22.66	23.58	20.80	21.29
FeO _t	0.03	0.00	0.02	0.05	0.01	0.07	0.01
MnO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	4.86	4.55	3.27	3.93	5.00	1.59	1.85
Na ₂ O	8.25	8.32	9.92	9.31	8.75	10.95	10.66
K ₂ O	0.24	0.32	0.30	0.35	0.29	0.09	0.21
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.62	99.58	100.17	100.44	100.12	100.61	99.70
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.78	2.80	2.85	2.82	2.76	2.93	2.89
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.21	1.14	1.18	1.23	1.07	1.11
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.22	0.15	0.19	0.24	0.07	0.09
Na	0.71	0.71	0.85	0.79	0.75	0.93	0.91
K	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	4.97	4.96	5.01	5.00	5.00	5.00	5.01
%An ^(*)	24.56	23.21	15.41	18.91	24.00	7.43	8.75
Términos finales							
Albita	74.37	75.33	83.19	79.49	74.76	92.11	90.18
Anortita	24.21	22.76	15.15	18.54	23.61	7.39	8.65
Ortosa	1.42	1.91	1.66	1.97	1.63	0.50	1.17

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	SALOBRAI (SLBR)			SAN MARTIN (SMVA)			
Muestra	556.287			555.005			
Análisis	218	219	220	221	222	223	224
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	67.53	67.44	68.44	67.03	66.86	66.90	68.20
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.34	20.16	19.49	19.87	20.54	20.88	19.79
FeO _t	0.04	0.00	0.00	0.07	0.01	0.07	0.01
MnO	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05
MgO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.09	0.01	0.00
CaO	0.96	1.26	0.37	0.62	1.15	1.24	0.11
Na ₂ O	11.07	11.14	11.57	11.96	10.55	10.49	12.08
K ₂ O	0.11	0.08	0.13	0.11	0.39	0.98	0.10
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0.50	0.32	0.42	0.19
Total	100.07	100.09	100.02	100.21	99.90	101.03	100.51
Fórmula estructural para 8 oxígenos							
Si	2.95	2.95	2.99	2.93	2.93	2.91	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.05	1.04	1.00	1.02	1.06	1.07	1.02
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.04	0.06	0.02	0.03	0.05	0.06	0.00
Na	0.94	0.95	0.98	1.02	0.90	0.89	1.02
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01
P	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
Σ Cationes	4.99	5.00	5.00	5.03	4.98	5.00	5.02
%An ^(*)	4.57	5.88	1.74	2.78	5.67	6.15	0.48
Términos finales							
Albita	94.84	93.70	97.55	96.64	92.24	88.75	98.99
Anortita	4.54	5.86	1.72	2.76	5.54	5.81	0.48
Ortosa	0.62	0.44	0.72	0.60	2.22	5.43	0.54

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.4: Composición química y fórmula estructural de plagioclasas.

Plutón	SAN MARTIN (SMVA)				
Muestra	555.005	555.345			
Análisis	225	226	227	228	229
Composición química (% en peso)					
SiO ₂	68.39	67.95	67.53	69.79	69.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	19.36	20.09	19.54	19.47	19.66
FeO _t	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.11	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.15	0.38	0.56	0.03	0.02
Na ₂ O	11.56	11.70	11.43	11.73	11.85
K ₂ O	0.21	0.11	0.09	0.07	0.08
P ₂ O ₅	0.27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.03	100.24	99.23	101.14	100.64
Fórmula estructural para 8 oxígenos					
Si	2.99	2.97	2.98	3.01	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.00	1.03	1.02	0.99	1.01
Fe ²⁺ _{tot}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00
Na	0.98	0.99	0.98	0.98	1.00
K	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Cationes	5.00	5.01	5.00	4.99	5.00
%An ^(*)	0.69	1.76	2.64	0.14	0.09
Términos finales					
Albita	98.17	97.64	96.88	99.47	99.47
Anortita	0.68	1.75	2.62	0.14	0.09
Ortosa	1.15	0.60	0.50	0.39	0.44

(* %An = 100 x Anor/(Alb+Anor))

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	BARAJAS (BAR)						
Muestra	555.181				555.241		
Análisis	1	2	3	4	5	6	7
Mineral	Ilmenita						
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.09	0.03	0.06	0.08	0.03	0.09	0.06
TiO ₂	54.99	55.56	54.74	55.32	53.50	54.02	54.23
Al ₂ O ₃	0.13	0.03	0.02	0.03	0.08	0.03	0.04
FeO _t	42.07	43.69	42.84	42.87	45.23	44.85	44.68
MnO	5.60	3.46	3.55	3.87	2.17	3.07	2.98
MgO	0.24	0.20	0.05	0.00	0.08	0.15	0.00
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03
Na ₂ O	0.00	0.12	0.00	0.29	0.04	0.09	0.20
K ₂ O	0.04	0.04	0.06	0.03	0.00	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.09	0.16	0.15	0.09	0.01	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Total	103.20	103.21	101.50	102.64	101.23	102.30	102.32
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.01	1.02	1.03	1.03	1.00	1.00	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.86	0.90	0.89	0.89	0.94	0.93	0.93
Mn	0.12	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.35	0.08	0.06	0.08	0.25	0.09	0.12
FeSiO ₃	0.21	0.06	0.14	0.18	0.08	0.21	0.14
Pirofanita	11.40	6.99	7.29	7.87	4.55	6.38	6.17
Geikieilita	0.85	0.72	0.16	0.00	0.30	0.53	0.00
Ilmenita	84.04	87.19	86.67	85.69	93.39	91.75	91.10
Hematites	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutilo	3.15	4.95	5.69	6.18	1.45	1.04	2.46

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	BAR	NAVACEPEDILLA (NAVC)					
Muestra	555.241	555.067			555.069		555.222
Análisis	8	9	10	11	12	13	14
Mineral	Ilmenita	Ilmenita					
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.01	0.06	0.00	0.08	0.00	0.98	1.69
TiO ₂	54.37	52.16	53.49	53.95	53.66	50.44	51.98
Al ₂ O ₃	0.02	0.08	0.02	0.08	0.05	0.37	0.29
FeO _t	41.73	44.53	46.91	38.63	42.92	41.56	39.64
MnO	3.37	5.99	4.20	7.74	5.96	6.39	5.31
MgO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.00	0.00	0.15	0.02	0.00	1.53
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.17
K ₂ O	0.14	0.13	0.00	0.11	0.00	0.58	0.07
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.08	0.11	0.00	0.05	0.00	0.00	0.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Total	99.74	103.09	104.65	100.77	102.60	100.78	100.79
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Ti	1.04	0.96	0.97	1.02	0.99	0.95	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.07	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00
Fe ²⁺	0.89	0.84	0.88	0.81	0.87	0.85	0.84
Mn	0.07	0.12	0.09	0.16	0.12	0.14	0.11
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.05	0.22	0.05	0.23	0.13	1.08	0.83
FeSiO ₃	0.01	0.14	0.00	0.20	0.00	2.47	4.11
Pirofanita	6.98	12.42	8.56	16.09	12.40	13.61	10.94
Geikielita	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
Ilmenita	85.23	83.63	88.13	78.87	86.82	81.81	75.68
Hematites	0.00	3.60	3.12	0.00	0.65	1.03	0.00
Rutilo	7.72	0.00	0.00	4.62	0.00	0.00	8.45

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVACEPEDILLA (NAVC)				NAVALOSA, facies porfídica		
Muestra	555.352				555.327	555.063	
Análisis	15	16	17	18	19	20	21
Mineral	Ilmenita				Ilmenita		
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.06	0.00	0.66	0.20	0.00	0.04	0.02
TiO ₂	52.30	52.42	51.82	52.04	53.77	54.27	53.27
Al ₂ O ₃	0.12	0.09	0.23	0.06	0.00	0.04	0.06
FeO _t	44.59	44.88	39.04	39.60	43.74	43.95	44.68
MnO	5.81	4.84	7.01	8.21	4.31	5.12	4.28
MgO	0.02	0.04	0.11	0.03	0.09	0.15	0.13
CaO	0.00	0.04	0.43	0.33	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.07	0.16	0.86	0.02	0.15	0.00
K ₂ O	0.03	0.04	0.01	0.15	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.13
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.00
Total	102.97	102.41	99.64	101.56	101.94	103.81	102.57
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.96	0.97	0.99	0.98	1.00	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.07	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03
Fe ²⁺	0.85	0.87	0.83	0.81	0.91	0.88	0.89
Mn	0.12	0.10	0.15	0.17	0.09	0.11	0.09
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.33	0.25	0.69	0.17	0.00	0.12	0.18
FeSiO ₃	0.14	0.00	1.65	0.51	0.00	0.10	0.05
Pirofanita	12.05	10.09	14.88	17.49	9.02	10.55	8.91
Geikielita	0.08	0.13	0.40	0.12	0.35	0.55	0.47
Ilmenita	84.07	86.88	79.48	80.81	90.46	88.16	89.13
Hematites	3.33	2.66	0.00	0.90	0.00	0.51	1.26
Rutilo	0.00	0.00	2.91	0.00	0.17	0.00	0.00

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVALOSA, facies porfídica			NAVALOSA, facies común (NAVM)			
Muestra	555.328	555.367		555.047	555.040	555.058	
Análisis	22	23	24	25	26	27	28
Mineral	Ilmenita			Ilmenita			
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.80	0.02	0.05	0.11	0.00	0.07	0.06
TiO ₂	50.65	52.56	54.14	53.55	52.89	52.84	53.22
Al ₂ O ₃	0.05	0.00	0.07	0.10	0.08	0.09	0.03
FeO _t	38.80	42.17	44.62	45.03	46.96	42.14	43.29
MnO	6.42	4.83	4.52	5.67	4.03	5.81	5.73
MgO	0.02	0.04	0.15	0.03	0.00	0.17	0.17
CaO	0.79	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.10	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	n.d.	n.d.	0.06	0.06	0.00	0.03	0.00
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.00	0.03	0.00	0.05	0.05
Total	97.67	99.66	103.66	104.60	103.97	101.23	102.54
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.99	1.00	0.99	0.97	0.96	0.99	0.98
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.05	0.07	0.01	0.03
Fe ²⁺	0.84	0.89	0.90	0.86	0.88	0.86	0.86
Mn	0.14	0.10	0.09	0.12	0.08	0.12	0.12
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Términos finales							
FeAlO ₃	0.15	0.00	0.21	0.28	0.23	0.26	0.08
FeSiO ₃	2.05	0.05	0.11	0.25	0.00	0.17	0.14
Pirofanita	13.96	10.34	9.31	11.58	8.26	12.26	11.92
Geikielita	0.08	0.15	0.55	0.09	0.00	0.63	0.62
Ilmenita	81.10	89.13	89.19	85.38	88.10	86.05	85.77
Hematites	0.00	0.00	0.63	2.42	3.41	0.64	1.46
Rutilo	2.65	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						
Muestra	555.205		555.232	555.302		556.232	
Análisis	29	30	31	32	33	34	35
Mineral	Ilmenita						
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.01	0.00	0.06	0.02	0.04	0.10	0.23
TiO ₂	53.64	53.88	53.64	52.41	53.64	52.84	51.47
Al ₂ O ₃	0.00	0.09	0.11	0.00	0.00	0.01	0.13
FeO _t	41.89	43.98	43.65	43.83	43.07	42.92	37.44
MnO	7.30	5.12	4.14	5.14	5.25	5.29	6.04
MgO	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.18	0.01
CaO	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.13
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.87	0.48	0.36	0.33
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.24
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01
NiO	0.03	0.00	0.00	0.12	0.14	0.21	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
Total	102.91	103.12	101.96	102.42	102.63	101.96	96.06
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.99	0.99	1.00	0.98	1.00	0.99	1.02
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00
Fe ²⁺	0.84	0.89	0.90	0.87	0.89	0.87	0.83
Mn	0.15	0.11	0.09	0.11	0.11	0.11	0.14
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.00	0.27	0.33	0.00	0.00	0.02	0.40
FeSiO ₃	0.03	0.00	0.14	0.05	0.10	0.24	0.59
Pirofanita	15.17	10.60	8.66	10.82	11.01	11.13	13.08
Geikielita	0.00	0.00	1.25	0.00	0.00	0.66	0.05
Ilmenita	83.74	88.54	89.60	87.18	88.78	86.95	79.11
Hematites	1.07	0.59	0.00	1.95	0.12	0.99	0.00
Rutilo	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	6.78

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVM	NAVADIJOS (NAVD)					
Muestra	556.232	555.008	555.050	555.053	555.092	555.244	555.349
Análisis	36	37	38	39	40	41	42
Mineral	Ilmenita	Ilmenita					
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.03	0.00	0.06	0.44	0.06	0.00	0.05
TiO ₂	53.94	53.05	52.72	52.60	53.60	53.05	51.19
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.06	0.19	0.00	0.00	0.00
FeO _t	44.19	44.58	43.89	43.05	43.71	46.49	42.07
MnO	4.25	6.09	5.70	4.48	6.72	4.03	4.81
MgO	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03	0.00	0.08
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02
Na ₂ O	0.15	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.08	0.11	0.00	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.
NiO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.14	0.00	n.d.
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.03	n.d.
Total	102.58	103.74	102.62	100.98	104.25	103.65	98.25
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	1.00	0.97	0.97	0.99	0.98	0.97	0.99
Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.06	0.05	0.00	0.05	0.06	0.02
Fe ²⁺	0.91	0.84	0.86	0.90	0.84	0.89	0.88
Mn	0.09	0.13	0.12	0.09	0.14	0.08	0.10
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.06	0.04	0.18	0.57	0.00	0.00	0.00
FeSiO ₃	0.07	0.00	0.14	1.09	0.14	0.00	0.13
Pirofanita	8.87	12.53	11.86	9.44	13.77	8.30	10.46
Geikielita	0.01	0.00	0.20	0.04	0.12	0.00	0.31
Ilmenita	90.87	84.35	85.36	87.84	83.64	88.79	88.04
Hematites	0.00	3.08	2.26	0.00	2.34	2.91	1.06
Rutilo	0.13	0.00	0.00	1.02	0.00	0.00	0.00

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVADIJOS (NAVD)		MAJ	SAN JUAN (SJ)			VC
Muestra	555.349		556.037	556.216			556.354
Análisis	43	44	45	46	47	48	49
Mineral	Ilmenita		Ilmenita	Ilmenita			Ilmenita

Composición química (% en peso)

SiO ₂	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.09	0.39
TiO ₂	50.05	50.21	53.50	54.29	54.12	53.84	52.07
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.24
FeO _t	40.91	41.59	40.68	43.45	42.46	39.06	35.50
MnO	6.20	4.79	7.93	4.75	5.49	7.06	10.22
MgO	0.05	0.03	0.24	0.00	0.07	0.22	0.01
CaO	0.02	0.07	0.02	0.00	0.05	0.00	0.11
Na ₂ O	0.00	0.03	0.46	0.00	0.00	0.00	0.30
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.13	0.30
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
NiO	n.d.	n.d.	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.00	0.11	0.00	0.00	0.06
Total	97.30	96.77	103.00	102.73	102.29	100.45	99.20

Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes

Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.97	0.98	0.99	1.01	1.00	1.02	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.05	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.84	0.88	0.82	0.89	0.88	0.82	0.76
Mn	0.14	0.11	0.16	0.10	0.11	0.15	0.22
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00

Términos finales

FeAlO ₃	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.72
FeSiO ₃	0.10	0.08	0.09	0.13	0.16	0.23	0.97
Pirofanita	13.60	10.58	16.48	9.84	11.40	14.75	21.73
Geikielita	0.19	0.12	0.88	0.00	0.26	0.80	0.05
Ilmenita	83.69	87.80	81.34	88.76	86.96	80.27	72.86
Hematites	2.41	1.43	0.84	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutilo	0.00	0.00	0.00	1.26	1.22	3.96	3.67

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	VC	NAVALOSA, facies porfídica (NAVP)				NAVALOSA común	
Muestra	556.354	555.283		555.347		555.058	
Análisis	50	51	52	53	54	55	56
Mineral	Ilmenita	Hematites				Hematites	
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	0.10	3.00	2.54	1.99	3.06	2.79	2.97
TiO ₂	54.30	0.00	0.02	0.13	0.06	0.00	0.10
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.06	0.36	5.47	4.43
FeO _t	41.50	79.54	78.95	81.22	84.55	80.13	79.41
MnO	7.16	0.03	0.00	0.10	0.06	0.00	0.00
MgO	0.12	0.00	0.00	0.10	0.00	0.15	0.11
CaO	0.00	0.06	0.02	0.02	0.08	0.04	0.07
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.07	0.05	0.00	0.04
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	1.06
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02
Total	103.24	82.67	81.55	83.72	88.23	89.45	88.85
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.00	0.09	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08
Ti	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.17	0.14
Fe ³⁺	0.00	1.83	1.85	1.87	1.81	1.51	1.56
Fe ²⁺	0.85	0.09	0.07	0.06	0.09	0.24	0.22
Mn	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	0.00	0.02	0.05	0.24	1.17	16.83	13.93
FeSiO ₃	0.24	8.63	7.39	5.70	8.25	7.27	7.92
Pirofanita	14.82						
Geikielita	0.45	0.00	0.00	0.48	0.02	0.56	0.45
Ilmenita	84.47	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00
Hematites	0.03	91.36	92.51	93.51	90.51	75.34	77.71
Rutilo	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00

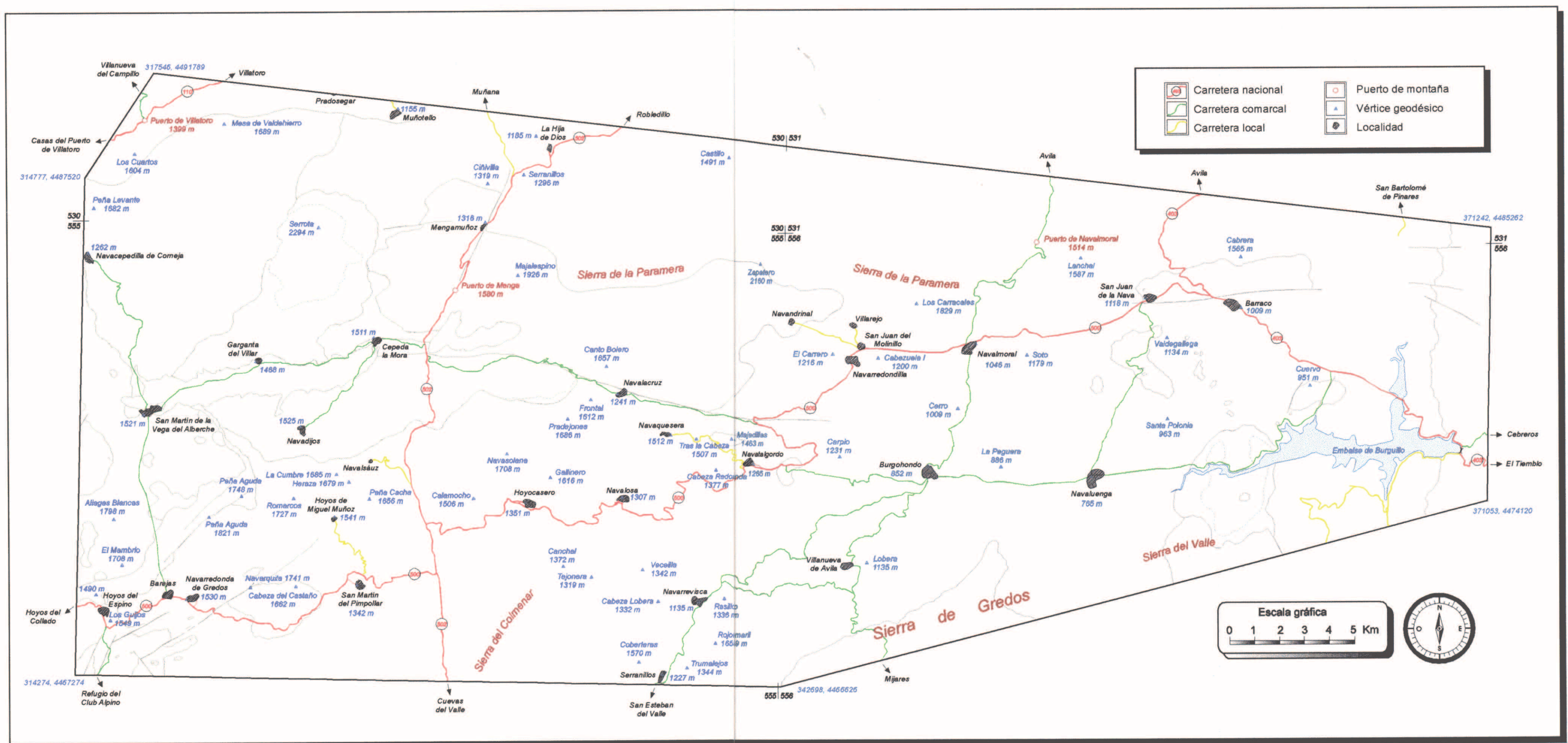
Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

Plutón	NAVALOSA, facies común (NAVM)						NAVD
Muestra	555.058	555.168	555.252				555.240
Análisis	57	58	59	60	61	62	63
Mineral	Hematites						Hematites
Composición química (% en peso)							
SiO ₂	3.61	4.29	4.51	0.07	0.03	0.92	5.90
TiO ₂	0.07	0.01	0.01	0.16	0.07	0.24	0.00
Al ₂ O ₃	9.71	0.10	0.01	0.12	0.03	0.09	0.87
FeO _t	73.25	80.79	82.24	63.91	62.55	64.24	78.88
MnO	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07
MgO	0.00	0.14	0.07	0.01	0.00	0.15	0.11
CaO	0.10	0.16	0.47	0.09	0.07	0.17	0.09
Na ₂ O	0.56	0.00	0.00	0.74	0.00	0.08	0.00
K ₂ O	0.03	0.08	0.03	0.01	0.03	0.10	0.01
P ₂ O ₅	2.18	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00
NiO	0.10	0.00	0.00	0.01	0.08	0.09	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	89.61	85.58	87.46	65.12	62.89	66.15	86.01
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes							
Si	0.09	0.12	0.12	0.00	0.00	0.03	0.16
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.30	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Fe ³⁺	1.21	1.75	1.75	1.98	1.99	1.91	1.62
Fe ²⁺	0.40	0.12	0.12	0.01	0.00	0.04	0.19
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Términos finales							
FeAlO ₃	29.98	0.34	0.05	0.53	0.14	0.39	2.80
FeSiO ₃	9.46	11.91	12.26	0.26	0.11	3.32	16.20
Geikielita	0.00	0.00	0.28	0.07	0.00	0.79	0.00
Ilmenita	0.11	0.00	0.00	0.38	0.17	0.00	0.00
Hematites	60.44	87.74	87.40	98.76	99.57	95.49	81.00
Rutilo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabla 10.2.5: Composición química y fórmula estructural de minerales opacos.

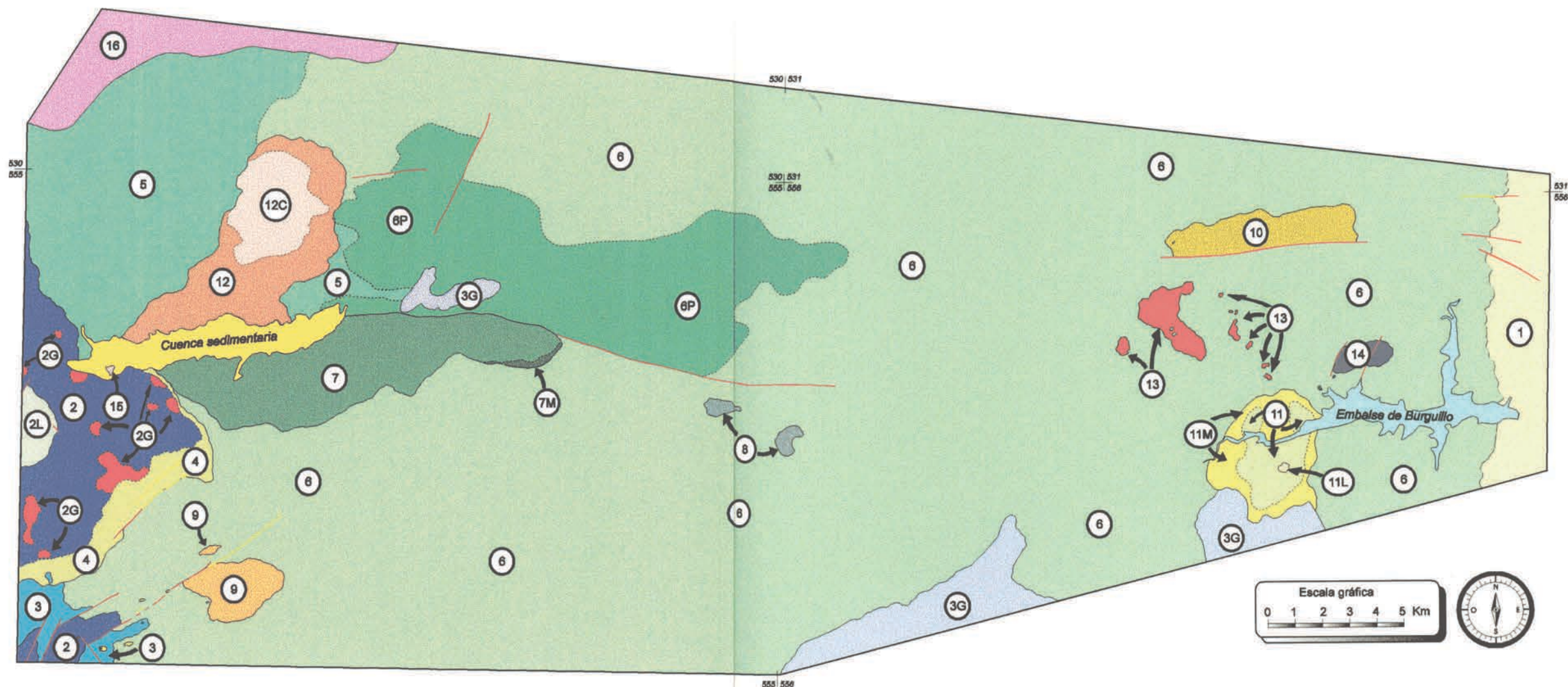
Plutón	NAVADIJOS (NAVD)		MAJ	SAN MARTIN	
Muestra	555.092		556.037	555.005	
Análisis	64	65	66	67	68
Mineral	Hematites		Hematites	Hematites	
Composición química (% en peso)					
SiO ₂	3.06	3.03	0.65	5.12	2.78
TiO ₂	0.05	0.01	0.01	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	1.43	2.26	0.06	2.34	0.58
FeO _t	77.29	75.42	81.03	70.15	79.21
MnO	0.06	0.00	0.03	0.06	0.21
MgO	0.05	0.13	0.07	0.21	0.64
CaO	0.08	0.07	0.01	0.10	0.06
Na ₂ O	0.00	0.00	0.23	1.00	1.13
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.01	0.58	0.33
NiO	0.05	0.19	0.00	0.03	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
Total	82.06	81.12	82.09	79.70	84.98
Fórmula estructural para 24 oxígenos normalizada a 2 cationes					
Si	0.09	0.09	0.02	0.15	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.05	0.08	0.00	0.08	0.02
Fe ³⁺	1.72	1.66	1.95	1.52	1.77
Fe ²⁺	0.14	0.16	0.02	0.24	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03
Términos finales					
FeAlO ₃	4.87	7.70	0.20	8.31	1.97
FeSiO ₃	8.84	8.75	1.91	15.38	7.99
Geikielita	0.02	0.55	0.00	0.01	0.01
Ilmenita	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Hematites	86.24	83.00	97.88	76.29	90.01
Rutilo	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01

10.3 MAPAS



MAPA DE REFERENCIAS GEOGRAFICAS Y URBANAS

Víctor Manuel Herreros Villanueva. Marzo de 1998

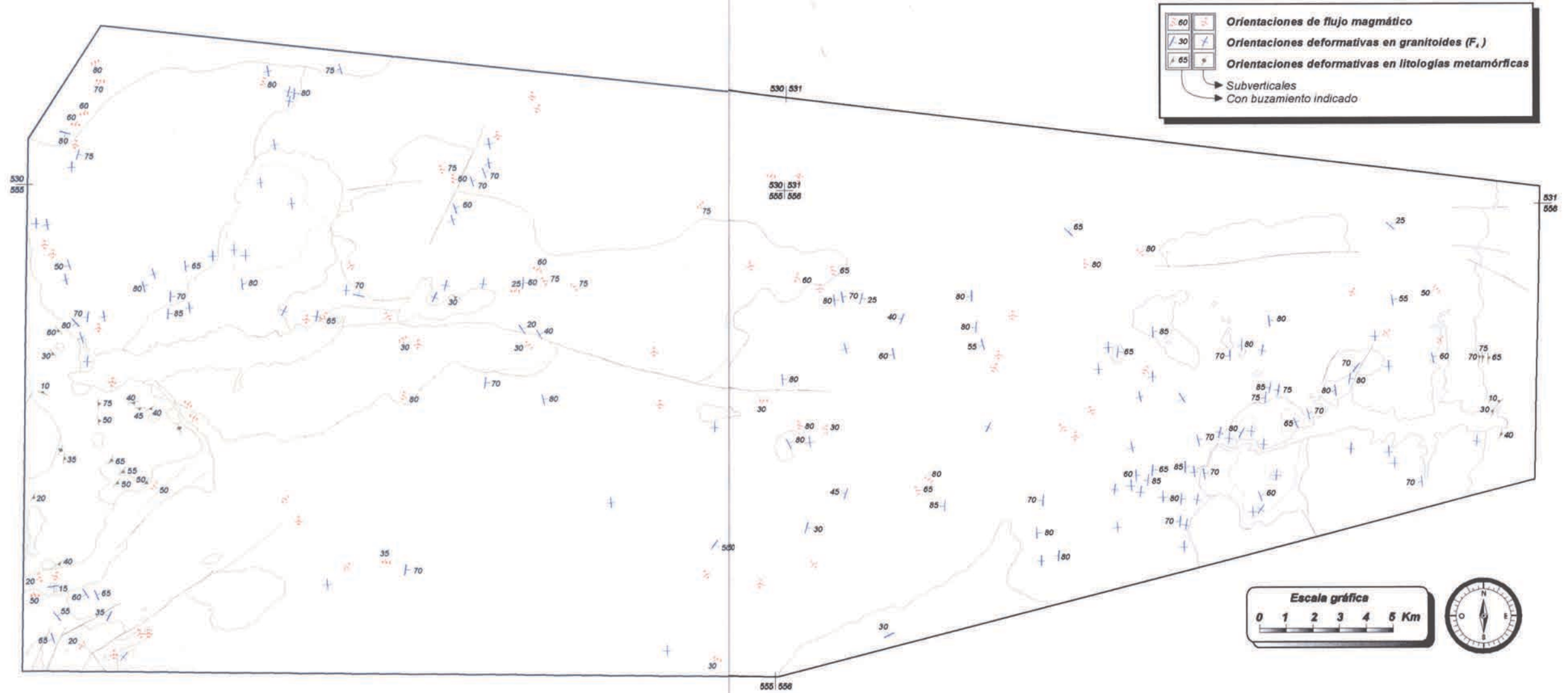


LEYENDA

Metamórfico de La Cañada (1)	Hoyos del Espino (3) /	Navalosa, facies común (6)	Los Boquerones (9)	Garganta del Villar - La Serota (12)	San Martín de la Vega del Alberche (15)
Migmatitas de la Peña Negra (2) /	/ Granitoides inhomogéneos asociados (3G)	Navalosa, facies porfídica (6P)	San Juan - El Barraco (10)	Garganta del Villar, facies central (12C)	Granitoides tardicinemáticos (16)
/ Predominio groides. inhomogéneos (2G)	Barajas (4)	Navadijos (7) / Facies marginal (7M)	Venero Claro (11) / Facies marginal (11M)	El Salobral (13)	Fracturas
Leucogranito deformado (2L)	Navacepedilla (5)	Majadillas (8)	Venero Claro, leucogranito central (11L)	Cuervo (14)	Diques
					Contacto intrusivo
					Contacto gradual

MAPA GEOLOGICO

Víctor Manuel Herreros Villanueva. Marzo de 1998



MAPA DE ORIENTACIONES DE FLUJO Y TECTONICAS

Víctor Manuel Herreros Villanueva. Marzo de 1998

